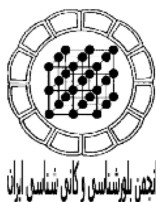
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران



مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۹، از صفحهٔ ۵۱ تا ۷۰

روابط بافتی- شیمیایی کانی‌های آپاتیت- مونازیت- زنوتیم در کانسار آهن± آپاتیت لکه-سیاه (شمال‌شرق بافق): شواهدی از تکوین یک سامانه گرمابی

میثم قلی‌پور[1]، مهرداد براتی*[1]، ابراهیم طالع‌فاضل[1]، وراتیسلاو هورای[2]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۲- موسسه علوم زمین اسلواکی، براتیسلاوا، اسلواکی

(دریافت مقاله: ۹۷/۱۲/۴، نسخه نهایی: ۹۸/۳/۱۸)

چکیده: کانسار آهن± آپاتیت لکه‌سیاه در ایالت فلززایی بافق- ساغند (ایران مرکزی) و در سنگ‌های میزبان ریولیتی قرار گرفته است. کانی‌های اصلی در این کانسار مگنتیت و آپاتیت هستند که کانی‌های مونازیت و زنوتیم به صورت میانبار درون بلور و شکستگی‌های این دو کانی تشکیل شده‌اند. کانی‌ها با استفاده از روش‌های میکروسکوپی و تجزیه ریزکاوالکترونی بررسی شدند. نتایج نشان می‌دهد که بلور آپاتیت اولیه بوده و احتمالاً از ماگمای نخستین با ماهیت مافیک تا فرامافیک نهشته شده است. بلورهای آپاتیت دارای منطقه‌بندی نامنظم از فازهای تیره و روشن هستند، به‌طوری که بخش‌های تیره آپاتیت غنی از میانبارهای مونازیت و زنوتیم ثانویه است. این نتایج با فرآیند انحلال- ته‌نشینی مجدد سازگار است. طی این فرآیند، بلورهای آپاتیت با سیال‌های گرمابی تأخیری که در راستای مرزهای بلوری در حال مهاجرت بوده‌اند واکنش داده و تهی از عناصر خاکی نادر (REE) شده‌اند. همچنین عناصر خاکی نادر دستخوش جدایش ترجیحی شده‌اند، به طوری که اغلب عناصر خاکی نادر سبک (LREE) در مونازیت و عناصر نادر سنگین (HREE) در زنوتیم غنی شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *کانسارهای اکسید آهن±آپاتیت؛ کانی‌های عناصر خاکی نادر؛ دگرنهادی؛ فرآیند انحلال- ته‌نشینی مجدد.*

مقدمه

کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت (IOA) و اکسید آهن- مس- طلا (IOCG) از مهم‌ترین کانسارهای غنی از اکسید آهن در جهان هستند که اهمیت اقتصادی بالایی به‌عنوان منابع آهن، مس، طلا، اورانیوم و عناصر خاکی نادر دارند[۱]. این کانسارها از نظر زمانی در گستره آرکئن [۲-۴] تا پلیوسن [۵] تشکیل شده‌اند. برخی کانسارهای IOA را به عنوان عضو پایانی خانواده (IOCG) در نظر می‌گیرند [۶]. آپاتیت یکی از مهم‌ترین کانی‌های دربردارنده عناصر خاکی نادر است و می‌تواند به‌عنوان یک شناساگر مفید برای کانسارهای IOCG و IOA مورد استفاده قرار گیرد و خاستگاه و ماهیت سنگ‌های میزبان و مقدار عناصر فرار سیال کانه‌ساز را در خود ثبت نماید [۷]. از نظر تاریخی، مهم‌ترین منابع اقتصادی کانی‌های خاکی نادر دارای خاستگاه ماگمایی (کربناتیت‌ها) و رسوبی (پلاسرها) هستند. این موضوع باعث شده است که توجه پژوهشگران از فرآیندهای گرمابی که می‌تواند باعث تشکیل کانی‌های خاکی نادر شوند دور شود. دلیل دیگر برای نادیده گرفتن عناصر خاکی نادر در فرآیندهای گرمابی این واقعیت است که مدت‌ها تصور می‌شد که این عناصر نامتحرک هستند [۷]. در اغلب مناطق، کانی‌های کمیاب عناصر خاکی نادر با آپاتیت و فلئوریت که به طور معمول هر دو غنی از عناصر خاکی نادر هستند همراه‌اند. آپاتیت در بسیاری از ذخایر، کانی باطله با اهمیتی است که ممکن است نقش کلیدی در تشکیل کانی‌های خاکی نادر داشته باشد [۸]. بررسی‌های آزمایشگاهی نشان داده است که این کانی از طریق واکنش با

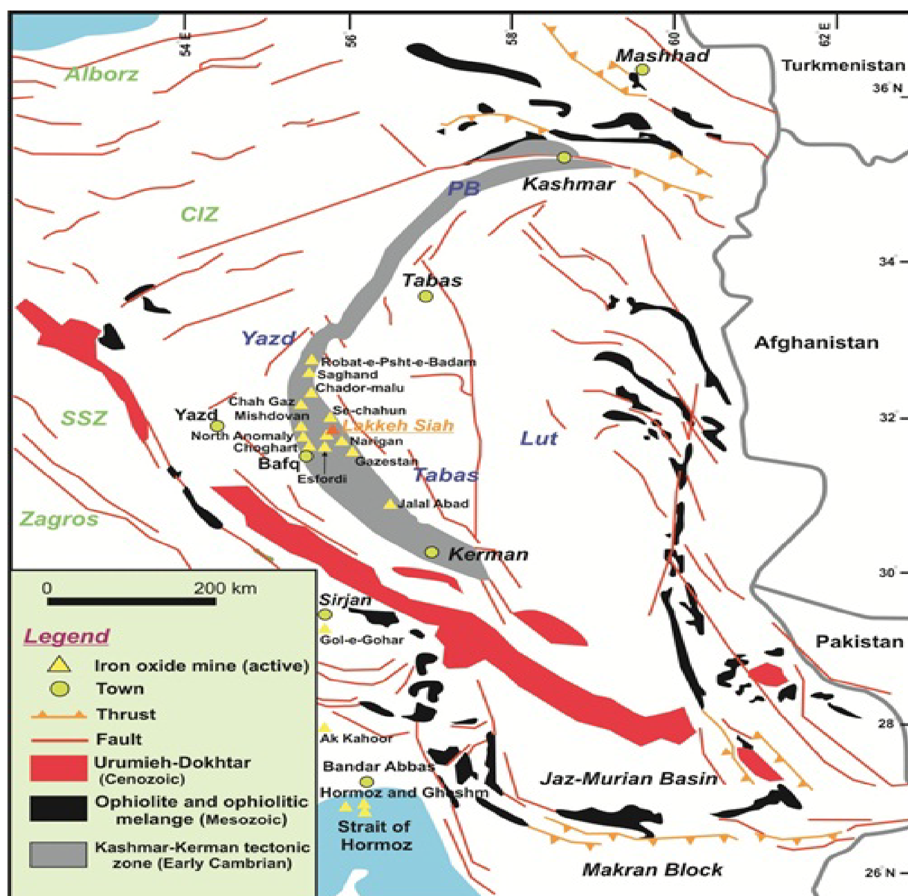
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۳۱۵۶۶۳۲، پست الکترونیکی: barati@basu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.4.4]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.51]

شورابه‌ها، آب خالص و سیال‌های اسیدی در گستره دمایی ۳۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۰/۵ تا GPa ۱ دگرسان می‌شود. طی این فرآیند، کانی‌های خاکی نادر می‌توانند به صورت میانبار در کانی آپاتیت تشکیل شوند [۸]. خردقاره ایران مرکزی میزبان بسیاری از کانسارها به‌ویژه کانسارهای IOA است و از این رو، یکی از ایالت‌های فلززایی مهم در ایران محسوب می‌شود [۹، ۱۰]. بررسی کانسارهای IOA در این ناحیه نشان می‌دهد که این کانسارها با مقادیر قابل توجهی از کانی‌های میزبان عناصر خاکی نادر همراهی می‌شوند [۱۱]، بنابراین لزوم بررسی و اکتشاف این نوع ذخایر با توجه به کاربرد گسترده این عناصر در صنایع مختلف کاملا محسوس است. اکتشافات و شناسایی بی‌هنجاری‌های این عناصر بیانگر وجود پتانسیل‌های نهفته عناصر خاکی نادر در کشور است. از سویی، رشد شتاب گرفته مصرف و ارزش راهبردی این عناصر، فضا را جهت توجه بیش‌تر به منابع موجود آماده نموده و لازم است تا با استفاده از دانش روز دنیا و انجام بررسی‌ها و شناسایی منابعی که می‌توانند جنبه اقتصادی داشته باشند نسبت به اکتشاف و گسترش فعالیت‌های زیرساختی وابسته به حوزه عناصر خاکی نادر اقدام شود. وجود تعدادی کانسار و نهشته IOA موجب پتانسیل بسیار بالای منطقه لکه‌سیاه برای پژوهش شده است. از این رو با توجه به مطالب بیان شده و اینکه کانی آپاتیت می‌تواند به عنوان یک منبع اولیه برای تشکیل کانی‌های خاکی نادر عمل کند، در این پژوهش حضور و سازوکار تشکیل کانی‌های خاکی نادر در کانسار لکه‌سیاه بررسی شد.

جایگاه زمین‌شناسی

خرد قاره ایران مرکزی بخشی از سامانه کوهزایی آلپ-هیمالیا محسوب می‌شود که از غرب به شرق به سه پهنه ساختاری اصلی لوت، طبس و یزد با مرزهای گسله تقسیم می‌شود [۱۲]. در این ناحیه، منطقه‌ای کمانی شکل با ابعاد۸۰ ×۱۰۰۰ کیلومتر به نام کمان زمین ساختی کاشمر- کرمان (KKTZ) وجود دارد [۱۳] (شکل ۱).



شکل ۱ نقشه ساختاری بخش شرقی- مرکزی ایران و جایگاه پهنه زمین ساختی کاشمر- کرمان و کانسار لکه‌سیاه بر آن [۱۳]. (SSZ: پهنه سنندج- سیرجان، CIZ: پهنه ایران مرکزی و PB: قطعه پشت بادام).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.4.4]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.51]

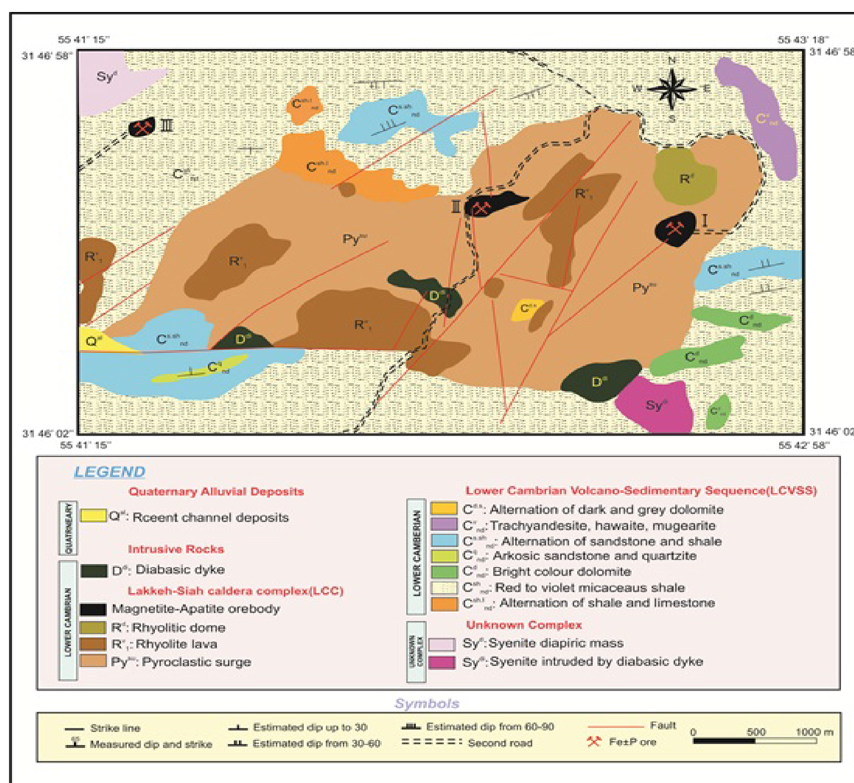
KKTZ میزبان ناحیه بافق و سنگ‌های آتشفشانی و آذرین نفوذی کامبرین پیشین در ایران مرکزی است و به دلایل مختلف به عنوان یک منطقه مجزا در حوزه ایران مرکزی در نظر گرفته می‌شود [۱۴] که مهم‌ترین این دلایل عبارتند از: ۱) بر خلاف قطعه‌های همسایه، یعنی طبس و یزد، سنگ‌های نئوپروتروزوئیک پسین و پالئوزوئیک پیشین در راستای آن بیرون‌زدگی دارند و ۲) سنگ‌های آذرین نفوذی گرانیت-تونالیت تریاس پسین KKTZ با وابستگی کمانی و تصادفی در قطعه‌های یزد و طبس وجود ندارد [۱۳]. کانسار لکه‌سیاه نیز که یکی از مناطق آهن‌دار در ناحیه بافق محسوب می‌شود در KKTZ واقع است. ناحیه بافق میزبان مهم‌ترین کانسارهای IOA، آهن-منگنز و کانسارهای سرب و روی رسوبی-برونِدمی (نوع سدکس) در ایران است [۱۵]. این ذخایر بیشتر در توالی آتشفشانی- رسوبی کامبرین پیشین جایگزین شده‌اند که شامل مجموعه پیچیده‌ای از ریولیت‌های آهکی قلیایی، ریوداسیت، بازالت و مقادیر جزیی سنگ‌های رسوبی تبخیری، دولومیت، سنگ آهک، گل‌سنگ و ماسه سنگ است [۱۵].

روش بررسی

به منظور بررسی‌های کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها، تعداد ۴۵ مقطع نازک-صیقلی از کانسنگ آهن±آپاتیت تهیه شد. پس از انجام بررسی‌های کانی‌شناسی، تعداد ۱۵ مقطع نازک- صیقلی کربن اندود شده (به ضخامت ۵۰ آنگستروم) و برای بررسی شیمی‌کانی‌ها به روش تجزیه ریزکاوالکترونی (EPMA) انتخاب شدند. این بررسی‌ها در موسسه علوم زمین اسلواکی با استفاده از ریزکاو مدل CAMECA SX-100 توسط بلورهای آشکارساز LLIF و LPET و مقایسه با استانداردهای PET و TAP انجام شد. ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه برای کانی‌های سیلیکاتی، اکسیدی و کربنات ۱۵ کیلوولت، جریان ۲۰ تا ۴۰ نانوآمپر است و قطر پرتوی تابشی نیز ۲ تا ۵ میکرون بود. حد تشخیص دستگاه برای عناصر Y، Th، REE و U ۲۰۰ تا ۳۰۰۰ پی‌پی‌ام و برای سایر عناصر کمتر از ۱۰۰ پی‌پی‌ام بود.

زمین‌شناسی و کانه‌زایی

منطقه لکه‌سیاه در ۴۰ کیلومتری شمال‌شرقی شهرستان بافق در استان یزد واقع است. بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ علی‌آباد، اغلب رخنمون‌های این منطقه وابسته به کامبرین پیشین بوده و بیشتر شامل ریولیت، توف ریولیـتی، دولومـیت، ماسه سنگ و دایک‌های دیابازی هستند. واحدهای ریولیتی اغلب به صورت جریان‌های آذرآوری، گدازه و گنبد دیده می-شوند که میزبان اصلی کانه‌زایی هستند (شکل ۲).



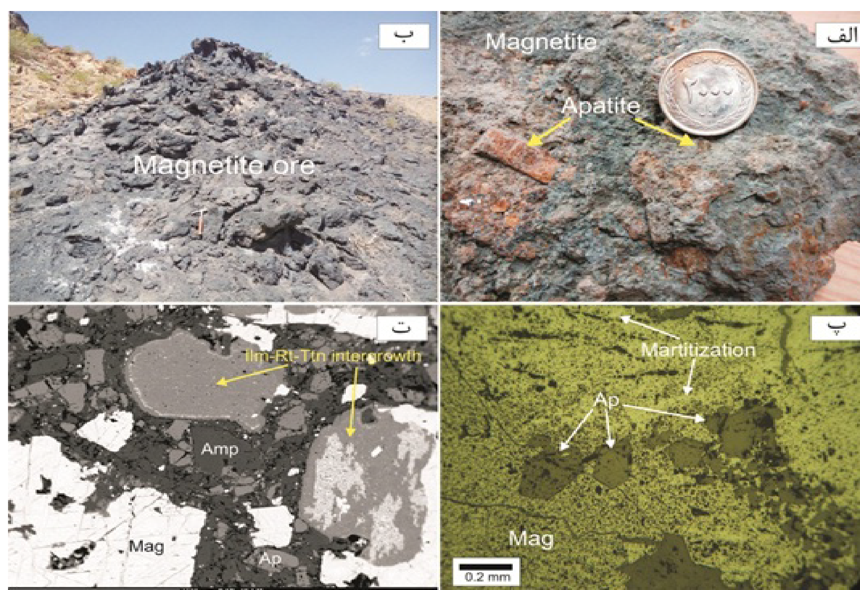
شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه لکه‌سیاه و جایگاه نهشته‌های مورد بررسی [۱۶].

این سنگ‌ها بسیار ریز بلور بوده و به صورت سنگ‌های غنی از سیلیس بدون کانی‌های مافیک دیده می‌شوند. با توجه به جایگاه ساختاری منطقه در ایران مرکزی و گسل‌های موجود در این ناحیه، فرآیندهای دگرنهادی و دگرسانی در آن به‌خوبی شبیه به سایر مناطق ناحیه بافق رخ داده است [۱۷]. در برخی نقاط، شدت دگرسانی به حدی است که در اثر تشکیل کانی‌های ترمولیت-اکتینولیت، کلریت و اپیدوت، سنگ سبز رنگ شده است [۱۵، ۱۸]. ماده معدنی اغلب به صورت توده‌های عدسی شکل مگنتیت در میزبان ریولیت و محل بدون فاصله آن تشکیل شده است. در قسمت‌های سطحی نیز هماتیت، لیمونیت و گوتیت در اثر پدیده‌های هوازدگی ایجاد شده‌اند. کانه‌زایی آهن در ۳ منطقه بررسی شد که بر اساس موقعیت جایگیری و با توجه به ابعاد آن‌ها به ترتیب با نام نهشته‌های ۱، ۲ و ۳ معرفی شده‌اند (شکل ۲) [۱۶].

شیمی کانی‌ها

مگنتیت

مگنتیت یک کانی اکسیدی معمول در سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی است و به طور گسترده در انواع کانسنگ‌های آهن مانند سازند آهن نواری BIF، IOA، IOCG، اکسیدهای Fe-Ti ماگمایی و اسکارن [۱۹، ۲۰] وجود دارد. مگنتیت کانه اصلی همه نهشته‌های ذخیره لکه‌سیاه است و ماده زمینه در برگیرنده کانی‌های خاکی نادر چون آپاتیت محسوب می‌شود (شکل ۳ الف) [۲۱]. این کانی در بیرون زدگی‌های کانساری با ساخت توده‌ای و به رنگ سیاه دیده می‌شود (شکل ۳ ب). در مقاطع صیقلی، مگنتیت به رنگ سفید تا صورتی چرک و قهوه‌ای با مقدار کمی برون رست و کانی هماتیت ناشی از پدیده مارتیتی شدن دیده می‌شود (شکل ۳ پ). بلورها بی‌شکل تا نیمه‌خودشکل و به ندرت خودشکل هستند که بلورهای آپاتیت خود شکل در اثر پدیده همرشدی در آن با بافت دانه پراکنده دیده می‌شوند (شکل ۳ پ). نتایج تجزیه ریزکاوالکترونی کانی مگنتیت در همه نهشته‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار FeO در مگنتیت‌های لکه‌سیاه ۸۲٫۷۵ تا ۹۲٫۳۸ درصد وزنی می‌باشد، مقادیر TiO_2 بین ۰٫۰۸۰ تا ۲٫۴۷ درصد وزنی، SiO_2 از ۰٫۰۰۷ تا ۳٫۶۰۶ درصد وزنی، Cr_2O_3 بین ۰٫۰۰۵ تا ۰٫۲۱۵ درصد وزنی، MnO بین ۰٫۰۱۳ تا ۰٫۸۴ درصد وزنی، CaO بین ۰٫۰۰۲ تا ۰٫۱۵۰ درصد وزنی، NiO بین ۰٫۰۱۰ تا ۰٫۰۱۹ درصد وزنی، V_2O_3 بین ۰٫۰۰۳ تا ۰٫۳۶۲ درصد وزنی، MgO بین ۰٫۰۰۲ تا ۰٫۲۶۷ و Al_2O_3 بین ۰٫۰۰۱ تا ۰٫۰۶۳ درصد وزنی است. در برخی از مگنتیت‌های نهشته‌های ۲ و ۳، بافت رایج، درهم‌رشدی با سایر کانی‌های آهن‌دار و غیر آهن‌دار است (شکل ۳ ت). جایگیری ماگما در بخش‌های بالایی پوسته ممکن است باعث افزایش گریزندگی اکسیژن به علت گاززدایی از مذاب، حذف آهن دو ظرفیتی و تشکیل کانی‌های آهن‌دار به صورت درهم‌رشدی با مگنتیت شود [۲۲، ۲۳].



شکل ۳ تصاویری از کانسنگ آهن± آپاتیت لکه‌سیاه: الف) نمونه دستی از کانسنگ مگنتیت±آپاتیت، ب) رخنمون توده‌ای کانسنگ آهن در منطقه مورد بررسی (دید به سمت شرق)، پ) تصویر میکروسکوپی بازتابی از آپاتیت‌های خوش‌وجه در زمینه مگنتیت مارتیتی شده (PPL) و ت) تصویر BSE از درهم‌رشدی مگنتیت با ایلمنیت- روتیل- تیتانیت در کانسنگ مگنتیت±آپاتیت. (Ap: آپاتیت، Mag: مگنتیت، Amp: آمفیبول، ilm: ایلمنیت، Rt: روتیل، Ttn: تیتانیت. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۱] هستند).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.4.4]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.51]

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزکاوالکترونی کانی مگنتیت در کانسار لکه‌سیاه (برحسب درصد وزنی).

کانی /شماره نهشته	مگنتیت۱	مگنتیت۱	مگنتیت۱	مگنتیت۱	مگنتیت۱	مگنتیت۱	مگنتیت۱	مگنتیت۱	مگنتیت۱	مگنتیت۱	مگنتیت۲
SiO_2	۰٫۰۰	۰٫۳۹۵	۰٫۰۱۱	۰٫۰۵۱	۰٫۰۰۷	۰٫۰۷۷	۰٫۳۵۴	۰٫۰۴۰	۱٫۸۵۲	۰٫۰۲۴	۰٫۱۳۸
TiO_2	۰٫۹۹۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱۹	۰٫۰۷۱	۰٫۶۰۰	۰٫۰۹۸	۰٫۱۶۹	۰٫۰۸۰	۰٫۰۷	۰٫۱۳۲	۰٫۵۰۷
Al_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۴۶	۰٫۰۰	۰٫۰۳۱	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۲۸	۰٫۰۵۳	۰٫۰۵۸
Cr_2O_3	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۸	۰٫۰۳۱	۰٫۰۵۴	۰٫۰۳۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۱۱۴
FeO	۸۹٫۳۱	۸۹٫۶۷	۹۰٫۳۶	۸۷٫۸۳	۸۷٫۰۹	۹۰٫۲۶	۹۰٫۳۴	۹۰٫۳۹	۸۳٫۷۸	۸۹٫۸۶	۸۵٫۸۷
MnO	۰٫۰۸۴	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۸۱	۰٫۰۹۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۲
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۵۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳۷	۰٫۰۰	۰٫۰۶۰	۰٫۰۲۰	۰٫۰۲۲
CaO	۰٫۰۰۲	۰٫۰۵۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۶	۰٫۰۳۵	۰٫۱۰۳	۰٫۰۴۳	۰٫۲۳۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰
V_2O_3	۰٫۱۷۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۱۴۱	۰٫۰۰	۰٫۱۳۵	۰٫۱۲۱	۰٫۱۶۳	۰٫۲۷۹	۰٫۳۶۲	۰٫۱۰۴
NiO	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۸
ZnO	۰٫۰۳۴	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲۱	۰٫۰۱۰
مجموع	۹۰٫۵۸	۹۰٫۲۲	۹۰٫۴۵	۹۰٫۱۷	۸۹٫۸۲	۹۰٫۷۵	۹۱٫۳۰	۹۰٫۷۶	۸۹٫۴۳	۹۰٫۴۸	۹۰٫۸۶
Al	۰٫۰۰	۰٫۰۲۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶۸	۰٫۰۲۸	۰٫۰۳۰
Mn	۰٫۰۶۵	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶۳	۰٫۰۷۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۷
Ti	۰٫۵۹۵	۰٫۰۰	۰٫۰۱۱	۰٫۰۴۲	۰٫۳۵۹	۰٫۰۵۸	۰٫۱۰۱	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۲	۰٫۰۷۹	۰٫۳۰۴
V	۰٫۱۱۷	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۹۶	۰٫۰۰	۰٫۰۹۲	۰٫۰۸۲	۰٫۱۱۱	۰٫۱۸۹	۰٫۲۴۶	۰٫۰۷۰
Ni	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۷

ادامه جدول ۱

کانی شماره نهشته	مگنتیت۲	مگنتیت۲	مگنتیت۲	مگنتیت۲	مگنتیت۲	مگنتیت۲	مگنتیت۲	مگنتیت۳	مگنتیت۳	مگنتیت۳	مگنتیت۳
SiO_2	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰	۰٫۸۰۸	۰٫۰۰	۰٫۷۷۱	۰٫۰۰	۳٫۶۰۶	۰٫۰۳۹	۰٫۰۲۰	۰٫۴۴۱	۰٫۰۱۰
TiO_2	۰٫۰۱۶	۰٫۶۳۵	۰٫۸۲۴	۰٫۰۰۳	۰٫۶۴۵	۰٫۰۰	۰٫۰۱۷	۰٫۲۳۰	۲٫۵۴۷	۱٫۷۲۲	۰٫۶۹۷
Al_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲۴	۰٫۰۶۳	۰٫۰۲۰	۰٫۰۲۵	۰٫۰۵۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲۸	۰٫۰۰
Cr_2O_3	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۹	۰٫۰۶۱	۰٫۱۳۳	۰٫۲۱۵	۰٫۰۰
FeO	۸۷٫۸۴	۸۶٫۶۰	۸۲٫۷۵	۸۷٫۶۲	۸۳٫۹۸	۹۲٫۳۸	۸۸٫۶۰	۹۰٫۱۲	۸۸٫۵۹	۸۵٫۲۹	۸۹٫۲۱
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۳۵	۰٫۰۰	۰٫۰۱۴	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۹
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۰	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰۴	۰٫۹۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۲۶۷	۰٫۰۶۶
CaO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۹۸	۰٫۰۲۲	۰٫۶۶۰	۰٫۰۱۱	۰٫۰۲۵	۰٫۳۴۳	۰٫۱۵۰
V_2O_3	۰٫۰۲۵	۰٫۱۵۱	۰٫۰۶۰	۰٫۱۲۳	۰٫۱۱۱	۰٫۱۴۰	۰٫۰۶۰	۰٫۳۵۲	۰٫۱۵۵	۰٫۱۰۰	۰٫۲۱۰
NiO	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۸
ZnO	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۸۹٫۹۲	۸۹٫۴۵	۹۰٫۶۰	۹۰٫۸۳	۸۹٫۷۱	۹۲٫۶۱	۹۳٫۹۴	۹۰٫۸۹	۹۱٫۵۰	۹۱٫۴۴	۹۰٫۳۹
Al	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۳۳	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰	۰٫۰۱۱	۰٫۰۲۰	۰٫۰۲۲
Ti	۰٫۰۱۰	۰٫۳۸۰	۰٫۴۹۴	۰٫۰۰۲	۰٫۳۸۷	۰٫۰۰	۰٫۰۱۰	۰٫۱۳۸	۱٫۵۲۷	۱٫۰۳۲	۰٫۴۱۸
V	۰٫۰۱۷	۰٫۱۰۲	۰٫۰۴۱	۰٫۰۸۳	۰٫۰۷۵	۰٫۰۹۵	۰٫۰۴۱	۰٫۲۳۹	۰٫۱۰۵	۰٫۰۶۸	۰٫۱۴۲
Ni	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۶	۰٫۰۲۱	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۴

آپاتیت

آپاتیت دارای فرمول عمومی $A_5(XO_4)_3Z$ است که جایگاه A توسط Sr^{+2}، Ba^{+2}، Mg^{+2}، Mn^{+2}، Fe^{+2}، Cd^{+2}، Eu^{+2}، Y^{+3} و REE؛ جایگاه X توسط P^{+5} به صورت PO_4، V^{+5}، As^{+5}، Si^{+4} و S^{+6} و جایگاه Z توسط F^-، Cl^- و OH^- اشغال می‌شود [۸]. این کانی مهم‌ترین کانی میزبان عناصر خاکی نادر و شاخص‌ترین کانی غیرفلزی در کانسار لکه‌سیاه است. در نمونه‌های دستی، آپاتیت با رنگ سبز تا زیتونی اغلب همراه با پوششی از اکسید آهن قرمز رنگ به صورت نیمه شکل‌دار تا خوش‌وجه، شفاف تا نیمه شفاف و گاهی دارای میانبارهایی از کانی‌های دیگر با ابعاد بیشینه چند سانتیمتر (تا ۵ سانتیمتر) در زمینه مگنتیت دیده می‌شود (شکل ۳ الف). ترکیب شیمیایی کانی آپاتیت با استفاده از روش ریزکاو الکترونی اندازه‌گیری و در جدول ۲ ارائه شده است. تصاویر الکترونی پس پراکنده (BSE) از مقاطع نازک- صیقلی جزئیات بیشتری را در مورد توزیع فازها، ترکیبات شیمیایی و پستی و بلندی نمونه در اختیار قرار می‌دهند. این تصاویر دو بعدی هستند و تفاوت‌های عدد اتمی در یک نمونه را نشان می‌دهند. تفاوت بین دو فاز بیشتر ناشی از غلظت‌های متفاوت عناصر در آن‌هاست، به طوریکه مناطق روشن‌تر جرم اتمی سنگین‌تری نسبت به مناطق تیره دارند. REEها وزن اتمی بالایی دارند و الکترون‌های برگشتی بیشتری تولید می‌کنند، بنابراین آپاتیت با مقادیر بالای REE در تصویر

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.4.4]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.51]

روشن‌تر ظاهر می‌شود، در حالی که قسمت‌های تیره تهی از REE هستند. در تصاویر BSE تهیه شده نیز آپاتیت‌ها الگوی منطقه‌بندی نامنظمی از فازهای تیره و روشن نشان می‌دهند که در آن، قسمت‌های تیره نسبت به قسمت‌های روشن میانبارهای بیشتری از کانی مونازیت دارند. در این کانی، مقدار CaO بین ۵۲٫۶۸ تا ۵۷٫۰۲ درصد وزنی، P_2O_5 بین ۴۱٫۱۹ تا ۴۲٫۸۳ درصد وزنی و Na_2O بین ۰٫۰۶ تا ۰٫۵۱ درصد وزنی در تغییر است. Ce_2O_3 فراوان‌ترین اکسید فلزی ویژه در آپاتیت‌هاست که مقدار آن بین ۰٫۰۷ تا ۱٫۳۳ درصد وزنی تغییر می‌کند. مقدار SrO بین ۰٫۰۲۶ تا ۰٫۰۷۲ درصد وزنی، FeO بین ۰٫۰۴ تا ۰٫۹۵ درصد وزنی، ThO_2 بین ۰٫۰۰۱ تا ۰٫۰۲۵ درصد وزنی و TiO_2 از ۰٫۰۰۷ تا ۰٫۰۴ درصد وزنی تغییر می‌کند. $\sum$REE در آپاتیت‌های لکه‌سیاه غلظتی بین ۱٫۶۵ تا۳٫۲۷ درصد وزنی دارند، به طوری که مقدار $\sum$LREE بین ۱٫۴۰ تا ۲٫۵۱ درصد وزنی و $\sum$HREE بین ۰٫۲۵ تا ۰٫۷۶ درصد وزنی است. نتایج نشان می‌دهد که مقدار فلئور در آپاتیت از ۲٫۷۵ تا ۳٫۷۸ و مقدار کلر از ۰٫۲۵ تا ۱٫۰۲ درصد وزنی متغیر است.

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزکاوالکترونی کانی آپاتیت در کانسار لکه‌سیاه (برحسب درصد وزنی).

کانی	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت	آپاتیت
P_2O_5	۴۱٫۲۲	۴۲٫۹۰	۴۱٫۷۰	۴۱٫۲۶	۴۲٫۹۱	۴۱٫۳۵	۴۲٫۳۲	۴۱٫۹۱	۴۱٫۳۲	۴۲٫۸۳	۴۱٫۶۹	۴۱٫۶۶	۴۱٫۱۹	۴۲٫۰۴	۴۲٫۲۲	۴۱٫۳۰
TiO_2	۰٫۰۱۰	۰٫۰۴۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۸	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۳۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۲	۰٫۰۲۱	۰٫۰۳۷	۰٫۰۲۱	۰٫۰۰
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲۰	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰	۰٫۰۶۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۴۶	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Y_2O_3	۰٫۱۱۰	۰٫۰۴۷	۰٫۲۱۰	۰٫۱۹۰	۰٫۲۰۰	۰٫۱۷۰	۰٫۱۲۰	۰٫۱۴۰	۰٫۱۹۰	۰٫۱۷۰	۰٫۱۳۰	۰٫۱۸۰	۰٫۱۹۰	۰٫۱۵۰	۰٫۱۹۰	۰٫۱۷۰
La_2O_3	۰٫۱۱۷	۰٫۰۴۷	۰٫۵۴۰	۰٫۵۷۰	۰٫۴۹۰	۰٫۵۴۰	۰٫۰۹۰	۰٫۵۴۰	۰٫۶۱۰	۰٫۰۷۰	۰٫۳۴۰	۰٫۳۸۰	۰٫۳۴۰	۰٫۱۹۰	۰٫۳۵۰	۰٫۴۰۰
Ce_2O_3	۱٫۱۲۴	۰٫۰۷۳	۱٫۳۳۰	۱٫۲۹۰	۱٫۲۷۰	۱٫۲۲۰	۰٫۴۲۰	۱٫۳۱۰	۱٫۴۶۰	۰٫۳۶۰	۰٫۸۹۰	۰٫۰۷۰	۰٫۸۵۰	۰٫۷۱۰	۰٫۹۹۰	۱٫۰۶۰
Pr_2O_3	۰٫۱۸۸	۰٫۱۰۳	۰٫۱۸۰	۰٫۲۰۴	۰٫۲۶۲	۰٫۲۷۰	۰٫۱۵۹	۰٫۲۴۹	۰٫۲۲۶	۰٫۱۸۷	۰٫۱۶۰	۰٫۱۹۹	۰٫۱۷۲	۰٫۱۱۹	۰٫۲۴۶	۰٫۱۷۹
Nd_2O_3	۰٫۳۴۶	۰٫۰۴۸	۰٫۴۱۸	۰٫۴۳۰	۰٫۴۰۵	۰٫۳۹۸	۰٫۲۲۹	۰٫۴۰۶	۰٫۴۱۹	۰٫۱۶۰	۰٫۳۰۵	۰٫۳۵۸	۰٫۳۳۷	۰٫۲۶۶	۰٫۳۵۵	۰٫۳۹۴
SmO	۰٫۰۴۷	۰٫۰۳۷	۰٫۰۷۳	۰٫۰۳۶	۰٫۰۷۳	۰٫۰۴۳	۰٫۰۰	۰٫۰۸۴	۰٫۱۰۷	۰٫۰۵۲	۰٫۰۴۷	۰٫۰۴۱	۰٫۰۱۵	۰٫۰۵۶	۰٫۰۳۶	۰٫۰۷۸
Sm_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵۸	۰٫۰۱۹	۰٫۰۵۸	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰	۰٫۰۶۹	۰٫۰۹۱	۰٫۰۴۹	۰٫۰۳۶	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۴۸	۰٫۰۲۳	۰٫۰۶۶
EuO	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳
Eu_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴۷	۰٫۱۰۱	۰٫۰۲۰	۰٫۰۴۵	۰٫۰۶۸	۰٫۰۹۸	۰٫۰۵۶	۰٫۱۴۷	۰٫۰۰۸	۰٫۱۴۶	۰٫۱۰۰	۰٫۲۱۰	۰٫۱۳۲	۰٫۰۶۶
Gd_2O_3	۰٫۰۷۵	۰٫۰۵۴	۰٫۰۷۴	۰٫۰۴۹	۰٫۰۱۶	۰٫۰۳۵	۰٫۰۷۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۶۴	۰٫۰۳۵	۰٫۰۵۰	۰٫۰۳۳	۰٫۰۴۱	۰٫۰۹۲	۰٫۰۷۲	۰٫۰۹۳
Tb_2O_3	۰٫۰۳۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۲	۰٫۰۳۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶۶	۰٫۰۴۹	۰٫۰۴۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰
Dy_2O_3	۰٫۱۱۶	۰٫۱۱۷	۰٫۰۷۳	۰٫۰۰	۰٫۱۱۱	۰٫۰۵۰	۰٫۰۸۹	۰٫۰۱۳	۰٫۰۶۳	۰٫۰۰	۰٫۱۴۵	۰٫۰۶۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۴۵	۰٫۰۰
Ho_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۷۴	۰٫۱۰۴	۰٫۱۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۶۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۲۷	۰٫۰۲۲	۰٫۱۱۰	۰٫۰۹۴	۰٫۰۷۵
Er_2O_3	۰٫۲۵۰	۰٫۰۸۰	۰٫۳۳۷	۰٫۰۵۵	۰٫۲۶۹	۰٫۲۹۷	۰٫۲۵۶	۰٫۱۶۳	۰٫۱۲۵	۰٫۰۶۶	۰٫۲۷۷	۰٫۱۴۴	۰٫۲۹۹	۰٫۰۰	۰٫۲۶۱	۰٫۱۸۶
Tm_2O_3	۰٫۰۱۶	۰٫۰۲۱	۰٫۰۴۱	۰٫۰۷۵	۰٫۰۲۱	۰٫۰۴۲	۰٫۰۱۶	۰٫۰۴۷	۰٫۰۰	۰٫۱۰۵	۰٫۰۶۱	۰٫۰۷۰	۰٫۱۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۴۷	۰٫۰۳۱
Yb_2O_3	۰٫۰۹۱	۰٫۰۰۸	۰٫۰۳۵	۰٫۰۶۸	۰٫۱۲۲	۰٫۰۵۹	۰٫۰۷۷	۰٫۰۷۲	۰٫۰۹۹	۰٫۰۰	۰٫۱۰۴	۰٫۰۴۵	۰٫۱۰۰	۰٫۰۳۸	۰٫۰۶۵	۰٫۰۸۴
Lu_2O_3	۰٫۰۹۳	۰٫۱۱۴	۰٫۰۷۵	۰٫۰۰	۰٫۱۰۱	۰٫۰۰	۰٫۱۳۸	۰٫۲۷۲	۰٫۰۹۵	۰٫۱۲۰	۰٫۱۸۵	۰٫۳۷۴	۰٫۱۸۲	۰٫۱۳۶	۰٫۱۴۲	۰٫۱۸۳
SrO	۰٫۰۵۲	۰٫۰۴۷	۰٫۰۴۷	۰٫۰۵۲	۰٫۰۳۱	۰٫۰۵۵	۰٫۰۴۴	۰٫۰۵۱	۰٫۰۷۱	۰٫۰۲۶	۰٫۰۵۲	۰٫۰۵۲	۰٫۰۵۴	۰٫۰۴۵	۰٫۰۴۲	۰٫۰۵۵
ThO_2	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۰	۰٫۰۲۴	۰٫۰۴۱	۰٫۰۱۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۰	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۲
CaO	۵۳٫۴۵	۵۷٫۰۲	۵۲٫۷۷	۵۲٫۹۳	۵۳٫۰۹	۵۳٫۱۵	۵۴٫۵۱	۵۲٫۶۸	۵۲٫۶۸	۵۵٫۲۷	۵۳٫۳۵	۵۳٫۷۶	۵۳٫۵۴	۵۴٫۵۲	۵۳٫۶۵	۵۲٫۹۳
FeO	۰٫۰۷۶	۰٫۰۴۵	۰٫۱۱۷	۰٫۰۶۴	۰٫۰۹۴	۰٫۰۵۰	۰٫۰۰	۰٫۱۱۹	۰٫۰۸۶	۰٫۰۱۶	۰٫۰۸۳	۰٫۰۹۲	۰٫۲۵۳	۰٫۹۵۷	۰٫۱۱۹	۰٫۰۸۰
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۴۴۴	۰٫۱۳۳	۰٫۴۷۴	۰٫۵۱۸	۰٫۰۶۶	۰٫۲۸۴	۰٫۳۵۹	۰٫۳۰۰	۰٫۱۵۳	۰٫۳۵۸	۰٫۴۰۷
F	۳٫۳۵۵	۳٫۷۸۱	۳٫۱۸۹	۳٫۲۱۸	۳٫۱۹۶	۳٫۳۶۴	۳٫۷۸۲	۳٫۵۱۲	۳٫۰۳۹	۳٫۴۲۳	۳٫۳۷۳	۳٫۰۸۵	۳٫۱۷۰	۲٫۷۵۸	۲٫۷۸۸	۳٫۱۲۰
Cl	۱٫۰۲۱	۰٫۱۲۷	۰٫۷۹۵	۰٫۹۰۰	۰٫۸۵۳	۰٫۸۱۹	۰٫۶۲۷	۰٫۸۰۴	۰٫۹۹۶	۰٫۲۵۴	۰٫۸۳۲	۰٫۶۹۱	۰٫۶۲۷	۰٫۴۵۵	۰٫۶۳۸	۰٫۶۱۵
OH*	۰٫۸۱۸	۱٫۰۱۶	۰٫۹۲۸	۰٫۸۸۴	۰٫۹۳۱	۰٫۸۷۲	۰٫۸۴۶	۰٫۸۴۴	۰٫۹۰۲	۱٫۰۵۷	۰٫۸۷۴	۰٫۹۹۳	۰٫۹۸۲	۱٫۱۶۰	۱٫۰۹۳	۰٫۹۹۴
مجموع	۱۰۱٫۸	۱۰۴٫۷	۱۰۲٫۱	۱۰۱٫۵	۱۰۳٫۷	۱۰۲٫۶	۱۰۳٫۰	۱۰۲٫۹	۱۰۲٫۳	۱۰۳٫۲	۱۰۲٫۵	۱۰۲٫۸	۱۰۱٫۸	۱۰۲٫۸	۱۰۲٫۹	۱۰۱٫۵
-O=F	۱٫۴۱۲	۱٫۵۹۲	۱٫۳۴۲	۱٫۳۵۵	۱٫۳۴۶	۱٫۴۱۶	۱٫۵۹۲	۱٫۴۷۹	۱٫۲۷۹	۱٫۴۴۱	۱٫۴۲۰	۱٫۲۹۹	۱٫۳۳۵	۱٫۱۶۱	۱٫۱۷۳	۱٫۳۱۳
-O=Cl	۰٫۲۳۰	۰٫۰۲۸	۰٫۱۷۹	۰٫۲۰۳	۰٫۱۹۲	۰٫۱۸۴	۰٫۱۴۱	۰٫۱۸۱	۰٫۲۲۴	۰٫۰۵۷	۰٫۱۸۷	۰٫۱۵۵	۰٫۱۴۱	۰٫۱۰۲	۰٫۱۴۴	۰٫۱۳۸
مجموع(F,Cl)	۱۰۰٫۶	۱۰۳٫۱	۱۰۰٫۷	۱۰۰٫۲	۱۰۲٫۳	۱۰۱٫۱	۱۰۱٫۵	۱۰۱٫۵	۱۰۰٫۹	۱۰۲٫۱	۱۰۱٫۰	۱۰۱٫۷	۱۰۰٫۶	۱۰۲٫۰	۱۰۱٫۹	۱۰۰٫۲

OH*=Calculated

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.4.4]

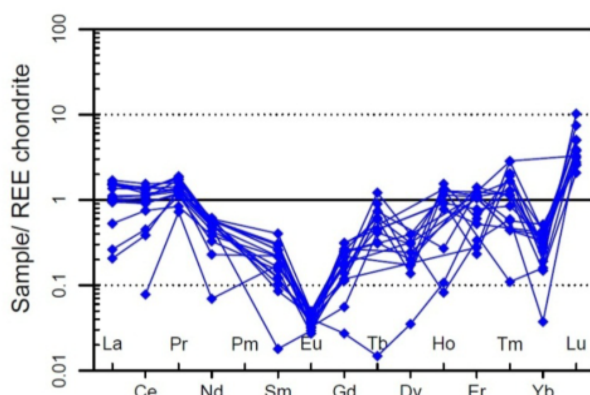
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.51]

فلئور به دلیل ضریب جدایش بالا در مذاب غنی از آهن متمرکز شده [۲۴]، سپس وارد سیال‌های گرمابی شده و به صورت آپاتیت غنی از F (فلئوروآپاتیت) ته‌نشین می‌شود. بنابراین غلظت به نسبت بالای فلئور در آپاتیت‌های لکه‌سیاه می‌تواند ناشی از دخالت و درگیری فعالیت‌های گرمابی- ماگمایی در این ناحیه باشد. شکل‌گیری آپاتیت‌های غنی از فلئور تنها به مقدار کمی از فلئور در فاز سیال نیاز دارد ($a_{HF}/a_{H2O}<10^{-4}$)، در حالی که سیال‌های با فعالیت مشابه برای کلر ($a_{HCl}/a_{H2O}<10^{-4}$) آپاتیت غنی از کلر نمی‌سازد. این امر توضیح می‌دهد که چرا بیشتر آپاتیت‌ها در محیط‌های گرمابی غنی از فلئور هستند، حتی اگر فعالیت کلر در سیال نسبت به فلئور بیشتر باشد. مقدار Sr در آپاتیت‌های لکه‌سیاه بین ۰/۰۲ تا۰ ۰/۰۶ درصد وزنی است که در مقایسه با آپاتیت‌های وابسته به ذخایر کربناتیتی با مقدار Sr بیش از ۰/۲۵ درصد وزنی بسیار کم است و این امر می‌تواند دلیلی بر عدم وابستگی این کانی به ماگماهای کربناتیتی باشد [۲۵]. همچنین غلظت پایین Sr در آپاتیت می‌تواند ناشی از فرآیند جدایش پلاژیوکلاز از ماگما باشد [۲۵]. در شکل ۴ الگوی توزیع عناصر خاکی نادر کانی آپاتیت ارائه شده است. چنان که دیده می‌شود الگوی توزیع REE بدون غنی‌شدگی مشخص از LREE و HREE است.

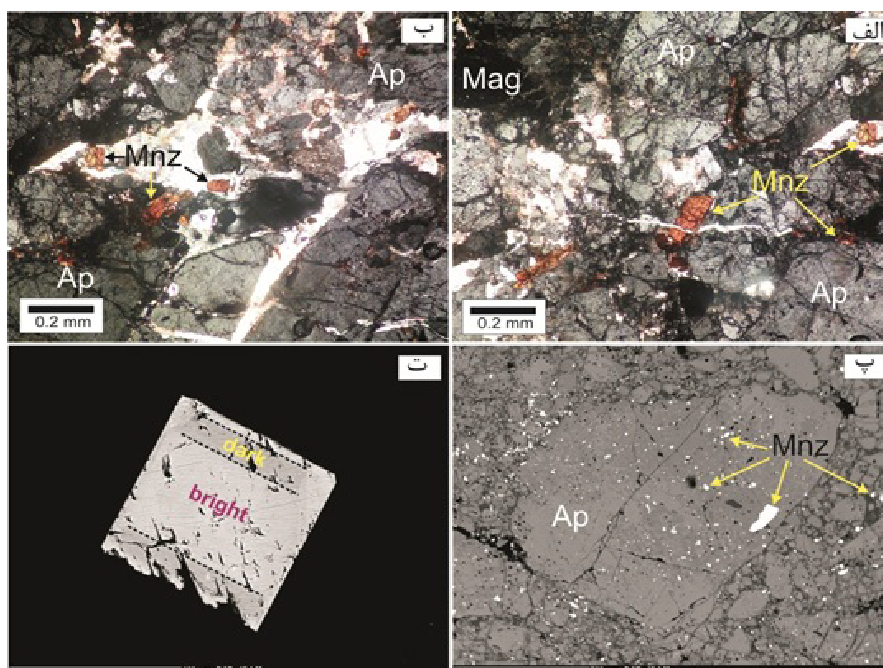
مونازیت

مونازیت دارای ترکیب اسمی $(LREE)(PO_4)$ است که LREEها (بیشتر La+Ce+Nd) معمولاً ۷۵ درصد از کل نسبت‌های کاتیونی را در ساختار آن تشکیل می‌دهند. در بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده، مونازیت به صورت میانبار در بلورهای آپاتیت و به رنگ قرمز اخرایی تا خرمایی رنگ با ابعاد۵۰ تا ۲۵۰ میکرون در کانی یا در شکستگی‌های ثانویه آن به همراه کلسیت ته نشست شده‌اند. بلورها نیمه خودشکل تا خوش‌وجه و بدون جهت‌یابی هستند و بلورهایی که در شکستگی‌ها رشد کرده‌اند دچار خرد شدگی شده‌اند (شکل‌های ۵ الف و ب) در تصاویر BSE، بلور مونازیت سفید رنگ درون آپاتیت خاکستری رنگ دیده می‌شود که در محل تلاقی شکستگی‌ها به طورقابل ملاحظه‌ای رشد کرده است و این پدیده نقش شکستگی‌ها را در عبور محلول‌های سازنده این کانی نشان می‌دهد. در برخی از تصاویر با بزرگنمایی بالا، منطقه‌بندی نمایانی در بلورهای مونازیت دیده می‌شود. تجزیه ریزکاوالکترونی نشان داده است که قسمت‌های تیره مقادیر SiO_2، CaO، SrO و SO_3 بیشتری نسبت به قسمت‌های روشن دارند (شکل‌های ۵ پ و ت). نتایج تجزیه ریزکاوالکترونی این کانی در جدول ۳ ارائه شده است. مقدار P_2O_5 در این کانی بین ۲۸/۲۵ تا ۳۰/۴۶ با میانگین ۲۹/۵۸ است. Ce_2O_3 با مقدار ۳۲/۲۱ تا ۳۵/۳۶؛ و میانگین۳۳/۸۲ درصدوزنی فراوان‌ترین اکسید فلزی کمیاب در این کانی است، به طوریکه می‌توان مونازیت‌های این منطقه را مونازیت‌های سریم‌دار نامید. La_2O_3 با مقادیر ۱۷/۰۱ تا ۲۴/۷۱ و میانگین ۱۹/۸۳ و Nd_2O_3 با گستره ۵/۳۲ تا ۱۸/۱۳ و میانگین ۸/۰۶ درصد وزنی، سپس از Ce_2O_3 به ترتیب فراوان‌ترین اکسیدهای عناصر خاکی نادر در مونازیت‌ها هستند. ThO_2 تغییراتی بین ۰/۰۵ تا ۰/۳۶ و میانگینی برابر با ۰/۱۸ درصد وزنی دارد. مونازیت با ThO_2 کمتر از ۱ درصد وزنی دارای خاستگاه گرمابی و با $5 > ThO_2 > 3$ درصد وزنی دارای خاستگاه ماگمایی است [۲۶]. با توجه به مـقدار Th در مونازیت‌های لکه‌سیاه، خاستگاه آن‌ها گرمابی است. عناصر La، Ce، Pr، Sm و Eu در ساختار مونازیت و عناصر Ho، Er، Tm، Y، Yb و Lu در زنوتیم غنی می‌شوند [۲۷]. براساس نمودارهای سه‌تایی La-Ce-Nd و HREE+Y-LREE-Th+U [۲۸]، ترکیب شیمیایی آن‌ها بررسی شد. درنمودار سه‌تایی La-Ce-Nd (شکل ۶ الف)، نمونه‌های مونازیت بیشتر به قطب Ce نزدیک هستند و این نشان دهنده غلظت بیشتر عنصر Ce در این کانی است. در نمودار HREE+Y-LREE-Th+U (شکل ۶ ب)، همه مونازیت‌های مورد بررسی در قطب LREE جمع شده‌اند که نشانه پیروی این نمونه‌ها از فرمول عمومی مونازیت است. الگوی توزیع عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت [۲۹] در شکل ۷ نشان داده شده است. براساس این شکل، مونازیت‌های لکه‌سیاه دارای تهی‌شدگی در عناصرYb، Dy و Eu و غنی- شدگی در Tm و LREEها هستند. نسبت‌های بالای $(La/Ce)_{cn}$(۰/۸۶ تا ۱/۹۱)، $(La/Nd)_{cn}$ (۱/۰۱ تا ۸/۴۵) و $(La/Sm)_{cn}$ (۲/۶۳ تا ۴۳/۸۵) نشان دهنده درجه بالای جدایش LREE در مونازیت‌های کانسار لکه‌سیاه است.

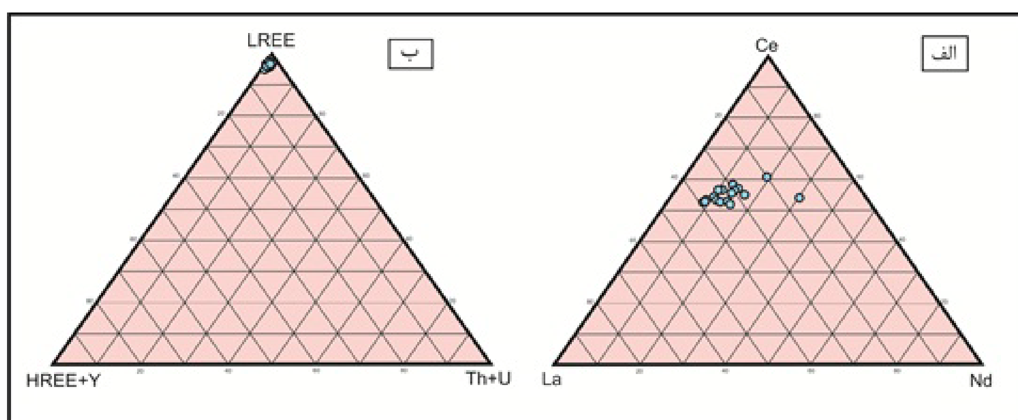
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.4.4]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.51]



شکل ۴ الگوی توزیع عناصر خاکی نادر در کانی آپاتیت، بهنجار شده با کندریت [۲۹].



شکل ۵ الف و ب) تصاویر میکروسکوپی نور عبوری از مونازیت‌های خرمایی رنگ در شکستگی‌های آپاتیت (XPL)، پ) تصویر BSE از میانبارهای پراکنده مونازیت با ابعاد مختلف در بلور آپاتیت و ت) تصویر BSE نزدیک از منطقه‌بندی تیره و روشن در بلور مونازیت با ابعاد تقریبی ۱۰۰ میکرون. (Mag: مگنتیت، Ap: آپاتیت و Mnz: مونازیت).



شکل ۶ ترکیب مونازیت‌های لکه‌سیاه در الف) نمودار La-Ce-Nd و ب) نمودار HREE+Y-LREE+Th+U [۲۸].

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزکاوالکترونی کانی مونازیت در کانسار لکه‌سیاه (برحسب درصد وزنی).

بخش/ کانی	مونازیت روشن	مونازیت تیره	مونازیت تیره	مونازیت روشن	تیره مونازیت	روشن مونازیت	مونازیت	مونازیت	مونازیت
P_2O_5	۳۰٫۲۶	۲۹٫۲۳	۲۹٫۵۳	۲۹٫۷۱	۲۸٫۸۴	۲۹٫۲۷	۲۹٫۰۱	۳۰٫۲۴	۲۸٫۲۵
PbO	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷
ThO_2	۰٫۰۷۰	۰٫۰۶۵	۰٫۲۱۸	۰٫۰۷۲	۰٫۱۴۰	۰٫۲۶۱	۰٫۰۵۱	۰٫۲۶۱	۰٫۱۹۲
UO_2	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۰	۰٫۰۱۹	۰٫۰۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۰
Y_2O_3	۰٫۲۴۴	۰٫۲۸۰	۰٫۲۸۸	۰٫۴۲۰	۰٫۷۱۰	۰٫۳۰۰	۰٫۶۸۱	۰٫۶۳۲	۰٫۲۹۸
La_2O_3	۲۴٫۷۱	۲۳٫۱۵	۱۹٫۷۰	۱۷٫۶۴	۱۸٫۱۳	۱۷٫۸۶	۲۲٫۷۴	۲۱٫۳۶	۲۳٫۹۸
Ce_2O_3	۳۳٫۵۵	۳۲٫۷۳	۳۴٫۳۸	۳۵٫۳۰	۳۳٫۲۹	۳۴٫۸۰	۳۴٫۲۵	۳۵٫۳۶	۳۳٫۲۳
Pr_2O_3	۲٫۴۱۴	۲٫۳۴۳	۲٫۷۱۱	۳٫۱۰۰	۳٫۰۳۲	۳٫۰۶۳	۳٫۵۱۴	۲٫۳۶۵	۳٫۰۶۵
Nd_2O_3	۵٫۶۲۹	۵٫۶۴۶	۶٫۹۶۵	۸٫۹۴۰	۸٫۵۲۳	۸٫۹۰۶	۶٫۳۲۱	۵٫۳۲۶	۵٫۵۹۹
Sm_2O_3	۰٫۳۴۹	۰٫۴۴۴	۰٫۵۵۴	۰٫۶۹۰	۰٫۷۶۰	۰٫۷۵۱	۰٫۶۶۳	۰٫۵۷۳	۰٫۴۰۲
Eu_2O_3	۰٫۰۷۹	۰٫۱۲۴	۰٫۰۴۴	۰٫۰۴۹	۰٫۱۰۰	۰٫۰۶۶	۰٫۱۰۵	۰٫۰۷۶	۰٫۱۱۳
Gd_2O_3	۰٫۱۰۲	۰٫۱۵۰	۰٫۲۱۰	۰٫۴۱۰	۰٫۳۸۲	۰٫۳۰۵	۰٫۱۴۶	۰٫۱۴۳	۰٫۲۰۳
Tb_2O_3	۰٫۰۱۰	۰٫۰۶۸	۰٫۰۲۵	۰٫۰۳۰	۰٫۰۶۱	۰٫۰۳۹	۰٫۰۶۵	۰٫۰۳۶	۰٫۰۴۹
Dy_2O_3	۰٫۰۵۸	۰٫۰۲۷	۰٫۰۶۸	۰٫۰۵۰	۰٫۱۱۴	۰٫۱۲۲	۰٫۰۴۱	۰٫۰۵۸	۰٫۰۶۱
Ho_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۰۰	۰٫۰۵۰	۰٫۰۳۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳۲	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۹
Er_2O_3	۰٫۲۴۶	۰٫۳۶۸	۰٫۲۳۹	۰٫۳۵۰	۰٫۳۱۶	۰٫۳۱۹	۰٫۲۳۲	۰٫۳۵۳	۰٫۲۵۳
Tm_2O_3	۰٫۰۶۰	۰٫۱۱۲	۰٫۰۸۸	۰٫۰۷۰	۰٫۱۱۷	۰٫۰۶۴	۰٫۰۷۲	۰٫۱۲۸	۰٫۱۱۴
Yb_2O_3	۰٫۱۲۳	۰٫۱۱۱	۰٫۱۰۷	۰٫۱۳۰	۰٫۱۳۳	۰٫۰۹۴	۰٫۱۲۱	۰٫۱۱۲	۰٫۱۲۵
Lu_2O_3	۰٫۰۳۴	۰٫۱۲۷	۰٫۱۳۹	۰٫۰۵۰	۰٫۰۳۹	۰٫۱۱۴	۰٫۰۳۰	۰٫۰۳۴	۰٫۵۶۱
SO_3	۰٫۴۱۴	۱٫۲۸۶	۰٫۹۳۶	۰٫۴۵۰	۱٫۴۶۵	۰٫۷۲۸	۰٫۴۰۱	۰٫۵۰۲	۰٫۴۳۱
CaO	۰٫۴۰۰	۱٫۵۵۶	۱٫۰۴۳	۰٫۵۶۰	۱٫۶۵۸	۰٫۶۰۶	۰٫۵۱۲	۰٫۵۷۵	۰٫۵۳۲
SrO	۰٫۰۰۱	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۰	۰٫۰۷۱	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۱	۰٫۰۱۸	۰٫۰۲۰
SiO_2	۰٫۲۹۰	۰٫۴۰۰	۰٫۴۷۰	۰٫۷۴۰	۰٫۶۸۰	۱٫۰۴۰	۰٫۲۱۰	۰٫۲۶۰	۰٫۴۶۰
As_2O_5	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴۱	۰٫۱۷۳	۰٫۰۵۱	۰٫۰۲۱	۰٫۱۶۳
K_2O	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۳
مجموع	۹۹٫۱۱	۹۸٫۳۱	۹۸٫۱۹	۹۸٫۹۲	۹۸٫۷۰	۹۸٫۹۷	۹۹٫۳۱	۹۸٫۵۴	۹۸٫۲۰

ادامه جدول ۳

کانی	مونازیت	مونازیت	مونازیت	مونازیت	مونازیت	مونازیت	مونازیت	مونازیت
P_2O_5	۳۰٫۳۹	۲۹٫۱۳	۲۹٫۴۳	۳۰٫۴۶	۳۰٫۲۸	۲۹٫۷۶	۲۹٫۱۳	۲۹٫۹۷
PbO	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱۸	۰٫۰۰
ThO_2	۰٫۲۵۳	۰٫۲۰۹	۰٫۱۵۲	۰٫۲۴۹	۰٫۲۴۳	۰٫۰۶۷	۰٫۳۶۹	۰٫۲۴۰
UO_2	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۰	۰٫۰۱۸	۰٫۱۹۶	۰٫۱۹۱	۰٫۱۲۰	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۲
Y_2O_3	۰٫۲۳۹	۰٫۳۴۸	۰٫۷۰۰	۰٫۶۰۹	۰٫۲۷۲	۰٫۳۲۱	۱٫۰۴۱	۰٫۵۲۹
La_2O_3	۲۱٫۲۳	۲۰٫۳۶	۲۳٫۹۸	۱۸٫۴۱	۱۷٫۸۹	۱۹٫۶۰	۱۷٫۰۱	۹٫۵۲
Ce_2O_3	۳۲٫۲۱	۳۴٫۵۶	۳۲٫۵۴	۳۴٫۶۸	۳۵٫۰۱	۳۳٫۲۳	۳۳٫۳۹	۳۲٫۴۸
Pr_2O_3	۲٫۳۶۸	۲٫۵۹۸	۲٫۲۰۱	۳٫۸۴۱	۲٫۶۳۲	۳٫۳۲۱	۳٫۲۷۷	۴٫۷۸۳
Nd_2O_3	۸٫۷۹۵	۸٫۶۳۲	۵٫۵۶۳	۶٫۷۹۶	۸٫۳۲۱	۸٫۷۱۲	۱۰٫۲۷۹	۱۸٫۱۳۰
Sm_2O_3	۰٫۴۴۳	۰٫۷۵۳	۰٫۵۸۲	۰٫۳۹۲	۰٫۴۲۱	۰٫۵۱۲	۱٫۵۵۴	۲٫۵۸۵
Eu_2O_3	۰٫۰۵۰	۰٫۰۴۳	۰٫۰۶۷	۰٫۰۸۰	۰٫۰۶۵	۰٫۰۴۵	۰٫۱۸۳	۰٫۰۵۳
Gd_2O_3	۰٫۳۵۶	۰٫۲۱۳	۰٫۳۴۳	۰٫۳۱۳	۰٫۳۸۳	۰٫۳۰۶	۰٫۸۹۴	۰٫۸۵۱
Tb_2O_3	۰٫۰۵۹	۰٫۰۲۴	۰٫۰۵۹	۰٫۰۶۳	۰٫۰۲۵	۰٫۰۳۷	۰٫۰۶۵	۰٫۰۳۶
Dy_2O_3	۰٫۱۰۱	۰٫۱۲۰	۰٫۰۷۵	۰٫۰۶۷	۰٫۱۲۱	۰٫۱۹۸	۰٫۲۵۹	۰٫۲۵۹
Ho_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴۱	۰٫۰۵۲	۰٫۰۳۴	۰٫۰۵۷	۰٫۰۶۰	۰٫۰۹۲
Er_2O_3	۰٫۳۰۳	۰٫۳۲۳	۰٫۳۴۳	۰٫۳۱۱	۰٫۳۱۳	۰٫۲۴۳	۰٫۳۱۴	۰٫۴۳۶
Tm_2O_3	۰٫۱۰۲	۰٫۱۱۵	۰٫۰۶۱	۰٫۰۷۳	۰٫۰۷۲	۰٫۰۷۱	۰٫۰۸۰	۰٫۱۱۷
Yb_2O_3	۰٫۱۱۰	۰٫۱۳۴	۰٫۱۲۰	۰٫۱۰۹	۰٫۱۲۹	۰٫۱۱۶	۰٫۱۶۱	۰٫۱۶۹

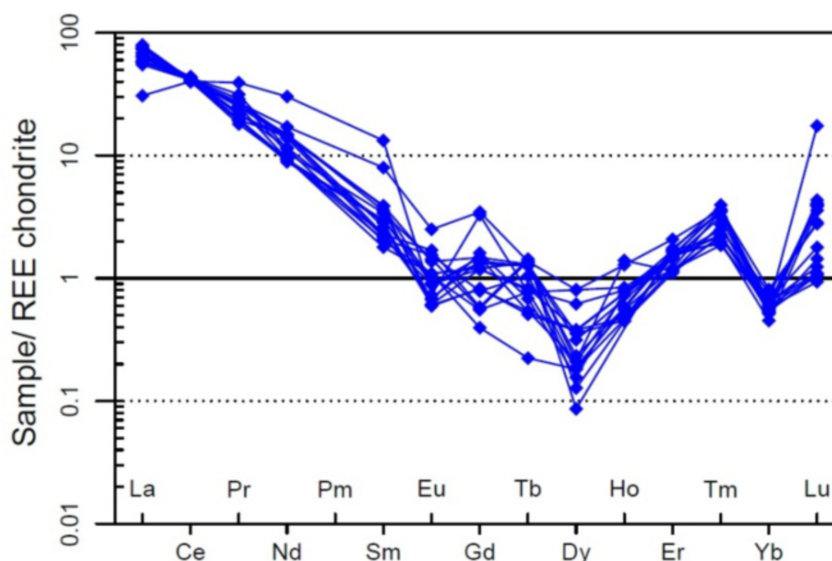
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.4.4]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.51]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.4.4]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.51]

ادامه جدول ۳

Lu_2O_3	۰٫۰۴۶	۰٫۰۳۵	۰٫۱۲۴	۰٫۱۳۱	۰٫۱۲۹	۰٫۱۲۴	۰٫۰۹۱	۰٫۰۸۹
SO_3	۰٫۴۰۰	۰٫۳۷۱	۰٫۴۳۵	۰٫۴۷۰	۰٫۸۹۲	۰٫۸۱۲	۰٫۵۲۰	۰٫۲۰۶
CaO	۰٫۶۰۱	۰٫۵۴۱	۰٫۴۱۵	۰٫۵۰۱	۰٫۵۵۱	۰٫۴۳۱	۰٫۷۲۶	۰٫۵۱۲
SrO	۰٫۰۳۰	۰٫۰۳۲	۰٫۲۰۲	۰٫۲۴۳	۰٫۳۰۰	۰٫۲۰۵	۰٫۰۳۵	۰٫۰۲۹
SiO_2	۰٫۲۸۰	۰٫۰۰۱	۰٫۶۵۰	۰٫۴۵۰	۰٫۴۰۰	۰٫۲۲۰	۰٫۴۸۰	۰٫۲۰۰
As_2O_5	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۹	۰٫۱۶۹	۰٫۰۲۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۳۸	۱٫۰۵۲
K_2O	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۳۴
مجموع	۹۸٫۴۳	۹۸٫۶۰	۹۸٫۱۵	۹۸٫۷۰	۹۸٫۷۳	۹۸٫۵۶	۱۰۰٫۰۳	۱۰۲٫۴۰

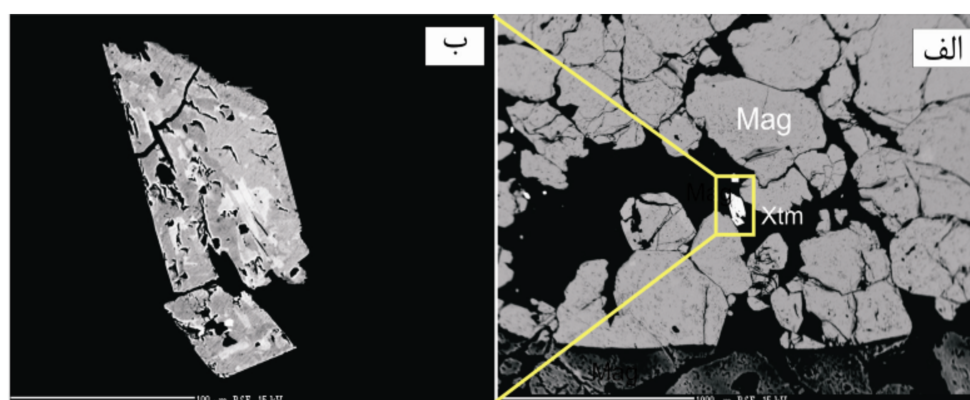


شکل ۷ الگوی توزیع عناصر خاکی نادر در مونازیت‌های منطقه، بهنجار شده با کندریت [۲۹].

زنوتیم

پس از مونازیت؛ زنوتیم فراوان‌ترین کانی خاکی نادر در کانسار لکه‌سیاه است. زنوتیم اغلب به صورت میانبارهای کوچک با ابعاد ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون، به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار همراه و درون کانسنگ مگنتیت-آپاتیت (شکل‌های ۸ الف و ب) تشکیل شده است. در شکل ۸ ب که با بزرگنمایی بالاتری تهیه شده است، دیده می‌شود که این کانی دارای منطقه‌بندی نامنظم به صورت قسمت‌های تیره و روشن است. در قسمت‌های تیره، مقادیر P_2O_5، MgO، CaO، ThO_2، Y_2O_3 و SO_3 نسبت به قسمت‌های روشن بیشتر بوده، درحالی که مقدار As_2O_5 در قسمت‌های روشن نسبت به قسمت‌های تیره بیشتر است. مقادیر SiO_2، UO_2، TiO_2 و FeO در دو قسمت تیره و روشن تقریباً مشابه است و اختلاف قابل توجهی را نشان نمی‌دهند. نتایج مربوط به تجزیه ریزکاوالکترونی کانی زنوتیم در جدول ۴ ارائه شده است.

ترکیب اسمی زنوتیم YPO_4 است که ایتریوم ۷۵ تا ۸۵ درصد از کل آن و سایر HREEها ۱۵ تا ۲۵ درصد کانی را تشکیل می‌دهند. HREEها در ترکیب زنوتیم اغلب Gd، Dy، Er و Yb هستند و بر ایـن اساس می‌توان ترکیب این کانی را در نمودارهای سه‌تایی این عناصر رسم کرد [۲۸]. در نمودار سه تایی HREE-Y-LREE، زنوتیم‌های لکه‌سیاه در نزدیکی قطب Y قرار دارند (شکل ۹ الف)، در حالی که در نمـودارهای سه-تایی Dy-Er-Yb و Dy-Gd-Yb، زنوتیم‌های مورد بررسی اغلب در نزدیکی مرکز نمودار هستند (شکل‌های ۹ ب و پ) که نشان دهنده غلظت‌های نسبتاً یکسان این عناصر در ساختار کانی است. رسم الگوی توزیع عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت [۲۹] در کانی زنوتیم نشان دهنده غنی‌شدگی این کانی از HREEها نسبت به LREEهاست (شکل ۱۰). همچنین غنی‌شدگی کمتری در عناصر Sm و Pr و تهی‌شدگی در عناصر Eu، Nd وCe دیده می‌شود.

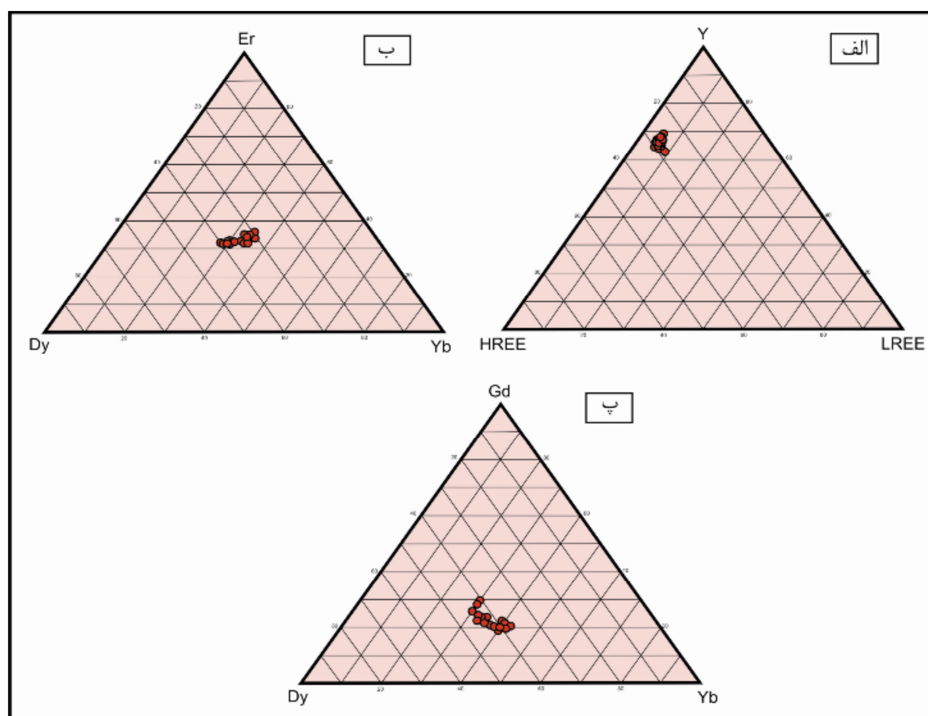


شکل ۸ تصاویر BSE از الف) میانبارهای زنوتیم در کانه مگنتیت. ب) منطقه‌بندی نامنظم بلور زنوتیم به صورت قسمت‌های تیره و روشن. Mag: مگنتیت؛ Xtm: زنوتیم.

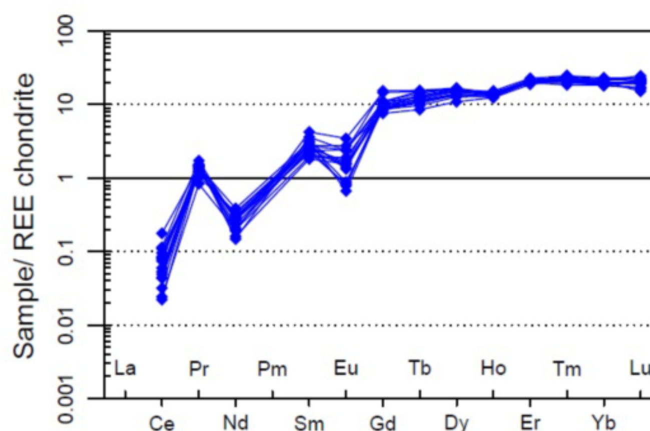
جدول ۴ نتایج تجزیه ریزکاوالکترونی کانی زنوتیم در کانسار لکه‌سیاه (برحسب درصد وزنی).

بخش کانی	زنوتیم	زنوتیم	زنوتیم	زنوتیم	زنوتیم	زنوتیم	زنوتیم	زنوتیم	زنوتیم	زنوتیم	زنوتیم	زنوتیم	زنوتیم روشن	زنوتیم تیره	زنوتیم تیره	زنوتیم روشن
La_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ce_2O_3	۰٫۰۲۵	۰٫۰۷۷	۰٫۰۳۵	۰٫۰۴۸	۰٫۰۹۲	۰٫۰۶۰	۰٫۰۳۵	۰٫۰۶۴	۰٫۰۶۶	۰٫۰۱۷	۰٫۰۶۹	۰٫۰۸۸	۰٫۰۳۹	۰٫۱۴۳	۰٫۰۱۹	۰٫۰۴۳
Pr_2O_3	۰٫۱۷۹	۰٫۱۵۳	۰٫۱۴۵	۰٫۱۵۹	۰٫۲۱۱	۰٫۱۸۶	۰٫۱۸۱	۰٫۱۵۰	۰٫۱۵۰	۰٫۱۶۱	۰٫۱۷۵	۰٫۱۲۸	۰٫۱۶۹	۰٫۱۷۳	۰٫۱۰۱	۰٫۱۸۷
Nd_2O_3	۰٫۱۶۶	۰٫۱۶۹	۰٫۱۹۲	۰٫۱۲۶	۰٫۱۶۱	۰٫۱۶۰	۰٫۰۹۶	۰٫۱۷۷	۰٫۱۷۱	۰٫۱۴۱	۰٫۲۳۱	۰٫۲۰۶	۰٫۱۱۴	۰٫۱۷۹	۰٫۱۱۹	۰٫۰۸۸
Sm_2O_3	۰٫۴۸۷	۰٫۶۲۲	۰٫۵۷۲	۰٫۴۸۶	۰٫۴۴۱	۰٫۴۲۴	۰٫۳۵۵	۰٫۵۳۷	۰٫۵۴۱	۰٫۴۵۷	۰٫۶۰۸	۰٫۵۳۵	۰٫۸۲۷	۰٫۴۹۷	۰٫۳۸۱	۰٫۷۰۷
Eu_2O_3	۰٫۰۵۷	۰٫۰۴۹	۰٫۰۶۴	۰٫۱۰۲	۰٫۰۶۰	۰٫۱۱۵	۰٫۱۱۴	۰٫۱۷۶	۰٫۲۰۱	۰٫۱۷۸	۰٫۰۹۷	۰٫۱۱۳	۰٫۲۵۴	۰٫۱۲۳	۰٫۱۳۹	۰٫۱۷۴
Gd_2O_3	۲٫۶۵۷	۲٫۳۸۶	۲٫۲۴۷	۲٫۳۱۵	۲٫۳۲۶	۲٫۳۰۸	۲٫۱۳۸	۲٫۸۵۰	۱٫۹۶۷	۲٫۵۹۱	۲٫۸۳۶	۲٫۲۵۳	۳٫۷۷۶	۲٫۸۸۲	۲٫۴۴۲	۳٫۹۹۰
Tb_2O_3	۰٫۶۲۵	۰٫۵۷۵	۰٫۴۹۸	۰٫۵۴۴	۰٫۵۱۷	۰٫۵۲۴	۰٫۵۳۵	۰٫۵۹۷	۰٫۴۰۵	۰٫۵۶۳	۰٫۷۲۲	۰٫۴۶۰	۰٫۷۱۲	۰٫۶۷۱	۰٫۶۲۵	۰٫۷۳۹
Dy_2O_3	۵٫۲۷۹	۴٫۸۳۴	۴٫۳۲۱	۴٫۵۶۳	۴٫۳۷۶	۴٫۴۵۶	۴٫۴۴۰	۵٫۱۷۳	۳٫۵۲۴	۵٫۰۴۱	۵٫۲۲۴	۴٫۰۹۸	۵٫۲۲۱	۵٫۳۶۰	۴٫۸۰۷	۵٫۴۱۸
Ho_2O_3	۱٫۰۲۴	۱٫۱۰۱	۰٫۹۳۲	۱٫۰۳۰	۰٫۹۴۶	۰٫۹۰۵	۰٫۹۳۵	۰٫۹۸۶	۰٫۸۹۲	۰٫۹۹۳	۱٫۰۶۸	۰٫۹۳۴	۱٫۰۱۰	۰٫۹۴۳	۰٫۹۶۰	۱٫۰۰۱
Er_2O_3	۴٫۶۱۲	۴٫۷۸۲	۴٫۲۹۴	۴٫۳۴۰	۴٫۳۳۸	۴٫۳۹۹	۴٫۲۷۹	۴٫۱۸۲	۴٫۹۵۷	۴٫۳۹۲	۴٫۲۹۲	۴٫۳۱۰	۴٫۱۹۱	۴٫۱۹۷	۴٫۲۶۱	۴٫۲۵۷
Tm_2O_3	۰٫۷۴۴	۰٫۷۹۸	۰٫۶۹۷	۰٫۷۶۰	۰٫۷۰۰	۰٫۸۰۴	۰٫۷۵۶	٫۷۰۲۰	۰٫۶۹۳	۰٫۶۸۰	۰٫۷۱۹	۰٫۶۷۳	۰٫۶۴۴	۰٫۶۰۰	۰٫۶۶۷	۰٫۷۴۵
Yb_2O_3	۴٫۲۸۰	۴٫۸۴۱	۴٫۶۶۰	۴٫۵۳۴	۴٫۱۴۹	۴٫۵۴۰	۴٫۳۱۸	۳٫۹۰۷	۳٫۹۴۲	۳٫۷۸۸	۴٫۰۰۸	۴٫۱۳۵	۳٫۸۷۵	۳٫۸۷۰	۳٫۸۴۶	۴٫۰۴۵
Lu_2O_3	۰٫۶۴۲	۰٫۷۳۴	۰٫۷۱۵	۰٫۷۱۲	۰٫۶۵۹	۰٫۷۹۰	۰٫۴۸۹	۰٫۶۹۳	۰٫۶۷۹	۰٫۵۵۵	۰٫۶۸۵	۰٫۶۱۳	۰٫۵۳۳	۰٫۶۸۲	۰٫۶۵۳	۰٫۶۲۰
Y_2O_3	۴۳٫۲۴	۴۱٫۱۶	۴۳٫۳۹	۴۰٫۷۰	۴۰٫۲۷	۴۱٫۰۱	۴۱٫۳۹	۴۰٫۹۹	۴۱٫۸۹	۴۱٫۰۲	۴۰٫۸۳	۴۰٫۵۸	۴۰٫۰۱	۴۰٫۹۹	۴۲٫۲۸	۳۹٫۸۳
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۶	۰٫۰۴۵	۰٫۰۱۸	۰٫۰۴۶	۰٫۰۴۵	۰٫۰۴۷	۰٫۰۳۴	۰٫۰۴۹	۰٫۰۳۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
SiO_2	۰٫۰۸۴	۰٫۱۶۶	۰٫۱۹۷	۰٫۲۳۵	۰٫۲۰۸	۰٫۲۱۳	۰٫۱۰۳	۰٫۱۴۵	۰٫۲۵۳	۰٫۱۴۰	۰٫۱۹۱	۰٫۱۸۱	۰٫۰۸۴	۰٫۲۷۰	۰٫۱۱۲	۰٫۱۳۱
Al_2O3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۹	۰٫۰۰
P_2O_5	۳۴٫۰۲	۲۸٫۴۹	۳۰٫۵۳	۳۳٫۸۷	۲۸٫۱۴	۳۲٫۷۷	۳۴٫۱۲	۳۲٫۸۵	۲۸٫۴۸	۳۴٫۶۶	۳۳٫۹۰	۲۸٫۶۸	۳۰٫۷۴	۳۲٫۷۴	۳۳٫۵۹	۳۱٫۲۰
CaO	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۵	۰٫۲۴۶	۰٫۱۸۶	۰٫۱۵۵	۰٫۱۶۰	۰٫۲۵۸	۰٫۱۰۴	۰٫۱۲۷	۰٫۱۰۶	۰٫۰۲۶	۰٫۰۰	۰٫۰۲۱	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۲
FeO	۱٫۶۵۰	۱٫۸۷۱	۱٫۰۳۵	۱٫۲۶۳	۱٫۳۴۰	۱٫۲۹۴	۱٫۴۹۷	۲٫۶۳۹	۱٫۳۱۲	۱٫۰۰۰	۱٫۱۰۲	۰٫۴۸۱	۲٫۹۷۲	۲٫۳۹۹	۲٫۵۶۹	۲٫۱۷۰
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴۸	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۶	۰٫۰۵۹	۰٫۰۶۱	۰٫۰۲۷	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۷	۰٫۰۶۹	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰	۰٫۰۲۲	۰٫۰۳۸
SO_3	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۶	۰٫۰۳۵	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۴۲	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۱	۰٫۰۲۴	۰٫۰۴۲	۰٫۰۱۳
As_2O_5	۳٫۰۵۰	۸٫۴۴۱	۶٫۷۹۴	۳٫۰۸۹	۱۰٫۰۳	۳٫۸۹۱	۲٫۸۰۷	۴٫۳۰۷	۱۰٫۰۸	۳٫۱۶۲	۳٫۳۱۴	۹٫۹۴۵	۷٫۱۹۷	۴٫۹۸۵	۴٫۸۵۵	۶٫۴۳۳
SrO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۹
PbO	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰
ThO_2	۰٫۰۷۳	۰٫۲۱۱	۰٫۱۲۷	۰٫۴۴۴	۰٫۲۳۸	۰٫۵۱۳	۰٫۱۳۵	۰٫۱۷۴	۰٫۱۸۵	۰٫۵۳۷	۰٫۲۰۸	۰٫۴۴۳	۰٫۱۵۸	۰٫۴۸۹	۰٫۱۸۳	۰٫۱۳۳
UO_2	۰٫۰۲۰	۰٫۰۳۸	۰٫۰۸۵	۰٫۰۵۵	۰٫۰۳۹	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۳۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۷۸	۰٫۲۸۳	۰٫۰۵۵	۰٫۰۵۹
Cl	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۴۰	۰٫۰۲۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۰
مجموع	۱۰۲٫۹	۱۰۱٫۵	۱۰۱٫۵	۹۹٫۷۳	۹۹٫۵۶	۹۹٫۶۵	۹۹٫۰۳	۱۰۱٫۶	۹۹٫۷۰	۱۰۰٫۳	۱۰۰٫۵	۹۹٫۰۵	۱۰۲٫۷	۱۰۲٫۶	۱۰۲٫۸	۱۰۲٫۰

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.4.4]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.51]



شکل ۹ ترکیب زنوتیم‌های لکه‌سیاه در الف) نمودار HREE-Y-LREE، ب) نمودار Dy-Er-Yb. و پ) نمودار Dy-Gd-Yb [۲۸].

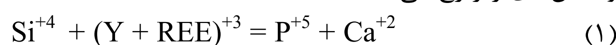


شکل ۱۰ الگوی توزیع عناصر خاکی نادر در کانی زنوتیم، بهنجار شده با کندریت [۲۹].

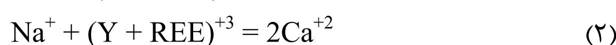
بحث

کانسارهای اکسید-آهن آپاتیت از مهم‌ترین منابع آهن، فسفر و سایر عناصر راهبردی (مانند عناصر خاکی نادر، اورانیوم، نقره و کبالت) برای پیشبرد اهداف صنعتی مدرن هستند. این نوع کانسارها دارای ویژگی‌های کانی‌شناسی معمولی شامل مگنتیت با مقدار Ti پایین و مقدار متغیری آپاتیت و نبود یا فراوانی کم کوارتز است [۳۰]. منشا کانسارهای IOA هنوز مورد بحث است. برخی مدل ماگمایی را برای آن‌ها در نظر گرفته‌اند که دلایل آن ارتباط زایشی نزدیک کانه‌زایی مگنتیت- آپاتیت این نوع با سنگ‌های آذرین است [۳۱]، در حالی که برخی دیگر بر اساس شواهد میانبارهای سیال، بافت‌های جانشینی و پهنه‌های دگرنهاده خاستگاه گرمابی را برای آن‌ها ارائه کرده‌اند [۳۲]. در پژوهش‌های اخیر، خاستگاه ماگمایی- گرمابی برای این نوع از کانسارها پیشنهاد می‌شود [۳۰، ۳۳] و همچنین ارتباط زایشی بین کانسارهای IOA و IOCG که در آن کانسارهای IOA به عنوان ریشه‌های عمیق‌تر سیستم‌های IOCG در نظر گرفته می‌شوند تایید می‌گردد. در سال‌های اخیر، تقاضای جهانی برای عناصر خاکی نادر و عنصر Y رشد فراوانی داشته و این امر منجر به پژوهش‌های جدیدی پیرامون ذخایر IOA و IOCG و رفتار انتقال زمین‌شیمیایی و فرآیندهای غنی‌شدگی این

عناصر در این کانسارها شده است. عناصر خاکی نادر بیشتر طی فرآیندهای زمین‌شناسی اولیه و ثانویه رفتار غیر متحرک از خود نشان می‌دهند. با این حال، این عناصر ممکن است در شرایط زمین‌شیمیایی و ترمودینامیکی ویژه متحرک شوند [۳۴، ۳۵]. فرآیندهای زمین‌شناسی ثانویه مانند کانه‌زایی‌های چند مرحله‌ای، دگرسانی و هوازدگی باعث تغییر عناصر اصلی، باز توزیع عناصر خاکی نادر در کانسارها و در نتیجه تشکیل کانی-های خاکی نادر می‌شود [۳۶، ۳۷]؛ از این رو، کانی آپاتیت ممکن است دربردارنده میانبارهای فراوانی از مونازیت و زنوتیم شود. آپاتیت‌های آذرین اغلب دارای غلظت‌های بالایی از F نسبت به Cl هستند. آپاتیت‌های دارای بیش از ۳/۵ درصد وزنی کلر در سنگ‌های آذرین بسیار کمیاب هستند که علت آن شعاع کوچکتر و قابلیت سازگاری بالاتر F در آپاتیت است [۳۸]. این در حالی است که آنیون بزرگتر Cl ترجیحاً وارد فاز سیال می‌شود؛ در نتیجه طی این فرآیند آپاتیت ماگمایی غنی از F و فقیر از Cl می‌شود. ماهیت غنی از F آپاتیت می‌تواند نشان دهنده خاستگاه ماگمایی غنی از مواد فرار باشد. در نمودار مثلثی Cl-F-OH (شکل ۱۱) دیده می‌شود که نمونه-های آپاتیت لکه‌سیاه اغلب از نوع فلئوروآپاتیت هستند که می-تواند نشان دهنده خاستگاه ماگمایی آن‌ها باشد. ویژگی‌های زمین شیمیایی Sr و Y می‌تواند گستره ترکیبی آپاتیت مربوط به سنگ‌های مختلف را نشان دهد [۲۵]. بر اساس نمودارهای Y - Sr، Mn - Sr و Eu/Eu* - Y، آپاتیت‌های لکه‌سیاه در گستره مربوط به سنگ‌های مافیک و کانسنگ‌های آهن قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). بر اساس بررسی‌های آزمایشگاهی [۳۹]، دگرسانی دگرنهادی منجر به حذف ترجیحی یون‌های Na^{+}، Si^{+4} و REE^{+3} از آپاتیت‌های اولیه می‌شود. نبود سدیم و سیلیس در آپاتیت با هسته‌بندی و رشد مونازیت و زنوتیم در ارتباط است. طی این فرایند، انتقال جرم اصلی به واسطه واکنش‌های زیر رخ می‌دهد [۴۰]:

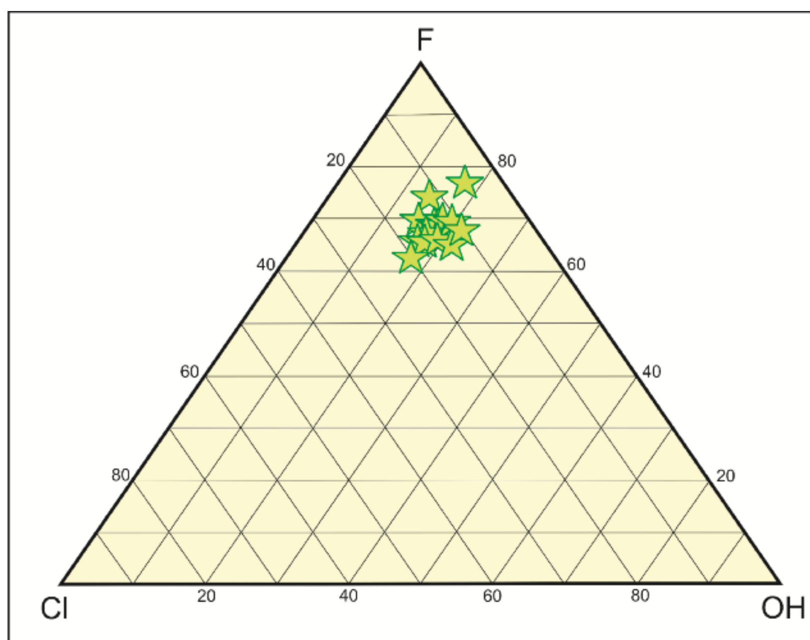


$$Si^{+4} + (Y + REE)^{+3} = P^{+5} + Ca^{+2} \quad (۱)$$

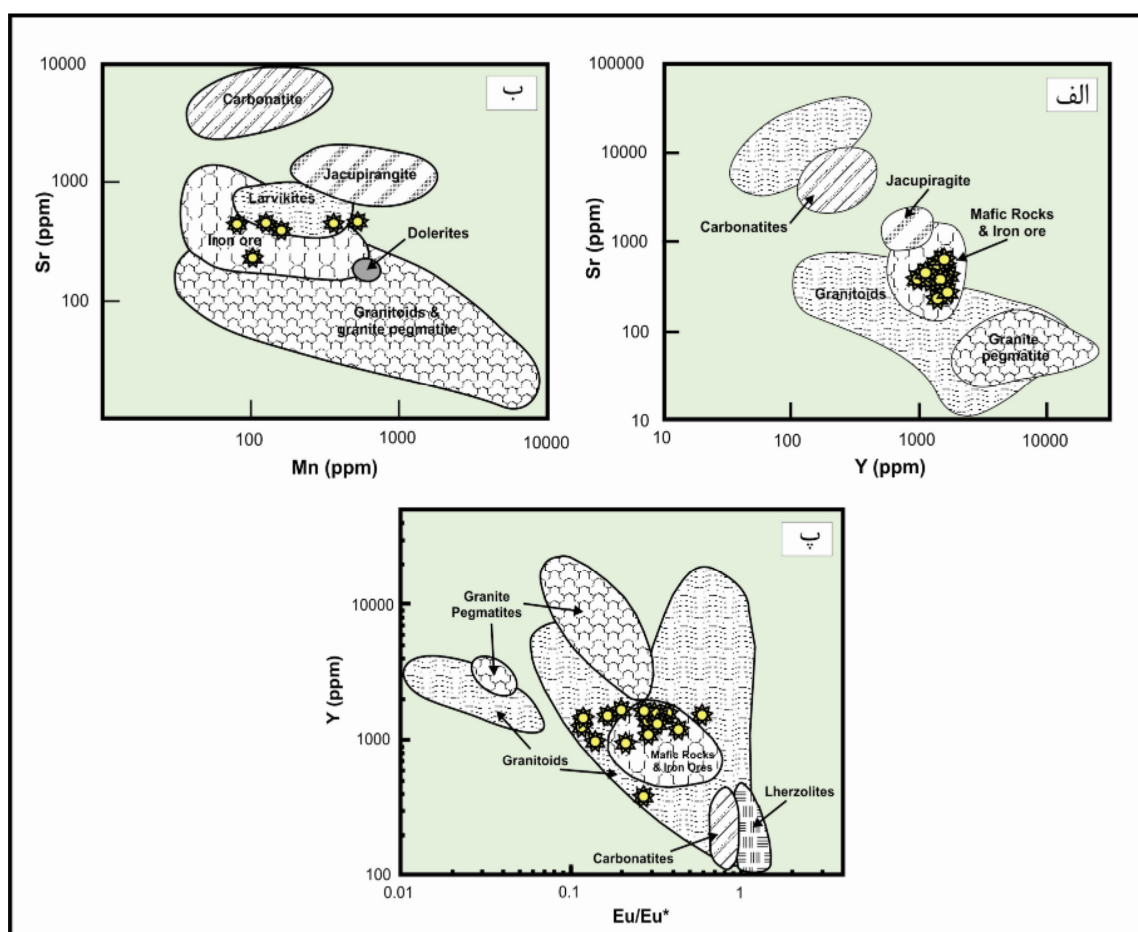


$$Na^{+} + (Y + REE)^{+3} = 2Ca^{+2} \quad (۲)$$

در شرایط گرمابی، REEها با غلظت بالا می‌توانند در محیط اسیدی در سیال‌های غنی از کلرید-فلئورید انتقال یابند [۴۱]. مقدار F سیال مهم است، زیرا با تشکیل لیگاند-فلز بسیار پایدار فلز-فلئورید حل‌پذیری عناصر REE را بهبود می‌بخشد [۴۲]. طی این فرآیند، LREEها ترجیحاً وارد ترکیب مونازیت و HREEها وارد ترکیب زنوتیم می‌شوند. شکل‌گیری و رشد میانبارهای مونازیت و زنوتیم یا دانه‌ها در راستای لبه و ترک‌ها در آپاتیت در اثر فرآیندهای دوتایی انحلال- ته‌نشینی به هنگام دگرسانی و دگرنهادی رخ می‌دهد [۴۳]. فرآیند انحلال- ته-نشینی یک فرآیند معمول در بسیاری از سیستم‌های گرمابی است که طی آن یک فاز کانیایی در حضور یک سیال واکنشی به‌طور کامل توسط یک فاز مشابه با ترکیبی جدید و یا توسط یک فاز دیگر جانشین می‌شود که این فرآیند به منظور کاهش انرژی آزاد سیستم رخ می‌دهد [۴۳، ۴۴]. انحلال به صورت نامنظم است و باعث افزایش تخلخل و نفوذپذیری بیشتر می-شود که این پدیده خود باعث انحلال بیشتر خواهد شد. گرچه آپاتیت حلالیت نسبتاً کم دارد، انحلال و ته‌نشینی طبیعی آن در نمونه‌هاِ دیده شده است [۴۵]. افزایش نفوذپذیری (تخلخل) یک ویژگی معمول فرآیند انحلال- ته‌نشینی است که برای گسترش بیشتر انحلال درون کانی ضروری است [۴۶]. در آپاتیت‌های لکه‌سیاه، کانی‌های مونازیت و زنوتیم بیشتر در شکستگی‌های آپاتیت و مگنتیت دیده می‌شوند که این امر با فرآیند انحلال- ته‌نشینی سازگار است و می‌توان گفت که شکل‌گیری و رشد میانبارهای مونازیت و زنوتیم در راستای ریزشکستگی‌ها در آپاتیت نتیجه فرآیندهای دوتایی انحلال-ته‌نشینی مجدد به علت دگرسانی و دگرنهادی آپاتیت رخ داده است. بلورهای آپاتیت در لکه‌سیاه دربردارنده مقادیر بسیاری مونازیت و زنوتیم هستند که بیشتر در بخش‌های تیره و داخلی آپاتیت تشکیل شده‌اند، در حالی که در قسمت‌های روشن و خارجی کمتر دیده می‌شوند. این امر نشان می‌دهد که لبه بلورهای آپاتیت با سیال‌های واکنش‌پذیری که در راستای مرزهای بلوری یا دانه‌ای در حال مهاجرت بوده‌اند واکنش داده، شسته و تهی از REE شده‌اند. در تصاویر BSE تهیه شده در برخی از قسمت‌ها، بلورهای درشت‌تری از مونازیت دیده می-شود که می‌تواند ناشی از پدیده عمل آوری اُستوالد باشد. عمل آوری اُستوالد نوعی باز تبلور است که در آن مونازیت‌های درشت‌تر در اثر انباشت مونازیت‌های کوچکتر رشد می‌کنند [۳۹، ۴۷]. این فرآیند باعث کاهش تعداد کل میانبارها و افزایش اندازه میانبارهای باقی مانده می‌شود. همچنین این فرآیند می‌تواند منجر به حرکت REE به خارج از آپاتیت و تشکیل مونازیت و زنوتیم به صورت دانه‌ای در راستای و لبه بلور آپاتیت شود.



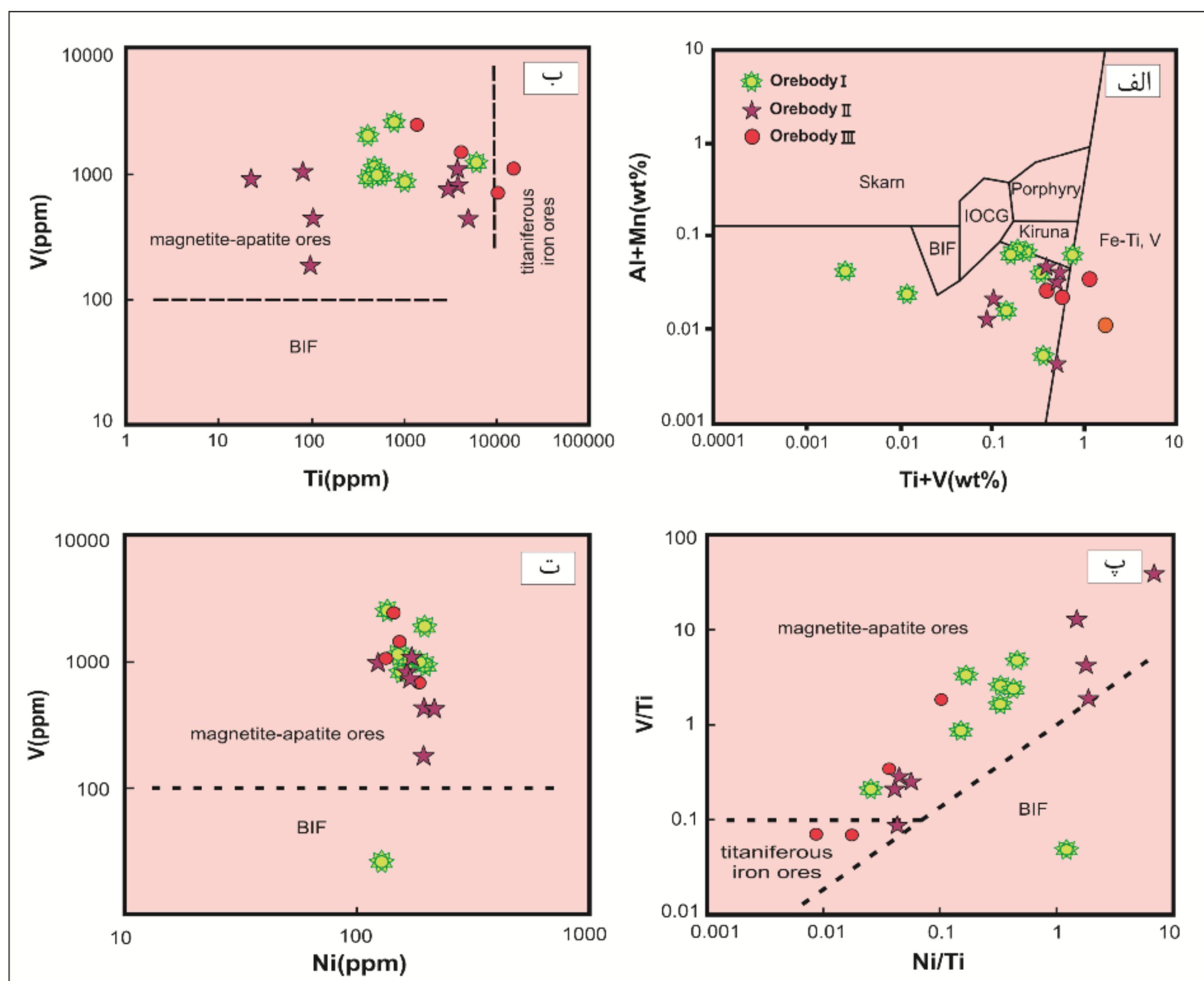
شکل ۱۱ جایگاه نمونه‌های آپاتیت لکه‌سیاه در نمودار Cl-F-OH و قرارگیری آن‌ها در نزدیکی قطب فلئور که نـشان دهنـده ترکیـب فلئورآپاتیـت برای نمونه‌های این منطقه است.



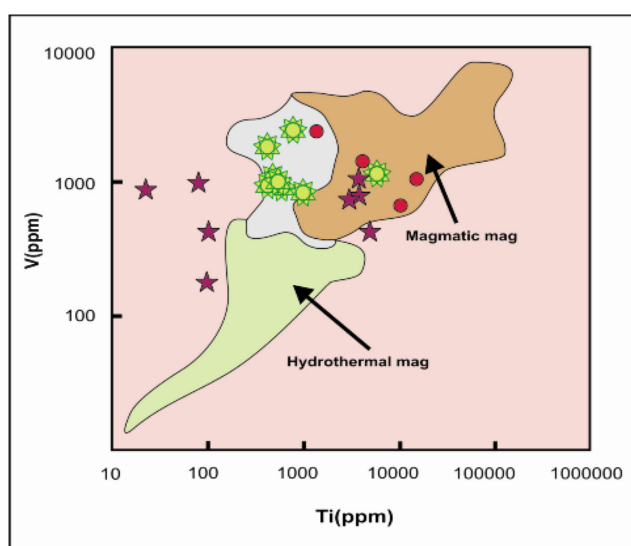
شکل ۱۲ جایگاه نمونه‌های آپاتیت لکه‌سیاه در نمودار الف) Y – Sr، ب) Mn - Sr. و پ) Y - Eu/Eu* [۲۵]. در همه نمودارها، نمونه‌هـای مـورد بررسی اغلب در گستره مربوط به کانسنگ‌های آهن و سنگ‌های مافیک قرار دارند.

تعیین خاستگاه کانسار آهن لکه‌سیاه با استفاده از مگنتیت

ترکیب مگنتیت می‌تواند شرایط فیزیکی و شیمیایی که در آن شکل گرفته است را نشان دهد. مگنتیت اغلب میزبان برخی از عناصر اصلی و کمیاب مانند آلومینیوم، تیتانیوم، وانادیوم، کبالت، منگنز و منیزیم است [۲۰]. نوع و غلظت عناصر کمیاب در این کانی به عوامل فیزیکوشیمیایی سیستم تشکیل دهنده مگنتیت مانند دما، گریزندگی اکسیژن، گریزندگی گوگرد، فعالیت سیلیس، شباهت‌های شعاع یونی و ظرفیت‌های کاتیونی، ترکیب سیال/مذاب، بازدارندگی سنگ میزبان و فرآیندهای بازتعادل بستگی دارد [۴۸، ۴۹]. بر این اساس، به تازگی چند نمودار ترکیبی از عناصر کمیاب و فرعی مگنتیت به منظور تفکیک انواع کانسارهای مختلف پیشنهاد شده است که نقش مهمی در دستیابی به خاستگاه کانسارهای اکسید آهن در انواع سیستم‌های کانه‌زایی دارد [۴۹،۴۸،۱۹]. مگنتیت‌های ماگمایی و گرمابی ویژگی‌های بافتی و شیمیایی متفاوتی دارند [۵۰]. نادول و همکاران [۴۸] برای مگنتیت از کانسارهای مختلف با خاستگاه آذرین و گرمابی استفاده کردند که نشان دهنده گستره‌های مشخصی برای عناصر ویژه است. آنها نشان دادند که مقدار بالای منیزیم (بیش از ۱ درصد وزنی یا ۱۰۰ تا ۲۹۰۰ پی‌پی‌ام) و منگنز (۵۰ تا ۴۰۰ پی‌پی‌ام) شاخص مگنتیت‌های گرمابی است که علت آن واکنش‌های گسترده سیال-سنگ است [۵۱]؛ و غلظت‌های کم منیزیم (کمتر از ۳۹۴۰ پی‌پی‌ام) و منگنز بین ۱۰۲ تا ۱۲۵۰۰ پی‌پی‌ام از ویژگی‌های مگنتیت ماگمایی (آذرین) است. مقدار Mn و Mg در مگنتیت‌های لکه‌سیاه به ترتیب ۱۱۵ تا ۷۰۲ (با میانگین ۲۹۹) پی‌پی‌ام و ۱۲ تا ۱۶۱۱ (با میانگین ۲۷۵) پی‌پی‌ام بوده که با خاستگاه ماگمایی مگنتیت سازگار است. غلظت‌های پایین تیتانیوم، آلومینیوم، زیرکونیوم، هافنیوم، نیوبیوم و تانتالیوم با تمرکزهای بالای نیکل، وانادیوم، کبالت، روی و منگنز نیز تایید کننده خاستگاه گرمابی مگنتیت است. اغلب مگنتیت‌های گرمابی دارای تیتانیوم کمتر از ۲ درصد وزنی و آلومینیوم کمتر از ۱ درصد وزنی هستند [۵۲]. مقدار Ti و Al در مگنتیت‌های لکه‌سیاه به ترتیب ۲۳ تا ۱۰۳۲۵ پی‌پی‌ام (با میانگین۲۸۸۳ پی‌پی‌ام) و ۱۰ تا ۶۸۰ پی‌پی‌ام (با میانگین۲۰۸/۸۵) است که این مقادیر نزدیک به مگنتیت‌های ماگمایی است. غلظت کم این عناصر در مگنتیت گرمابی نشان دهنده غیرمتحرک بودن آن‌ها طی فرایند دگرسانی گرمابی است [۵۳]. تیتانیوم به طور کلی در مگنتیت سازگار است، اما غلظت کم آن در مگنتیت می‌تواند نشان دهنده این باشد که سیالی که مگنتیت از آن ته‌نشین شده است فقیر از تیتانیوم بوده است. مگنتیت‌های گرمابی غلظت‌های پایینی از وانادیوم دارند (کمتر از ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام) [۵۴]. در مگنتیت‌های منطقه، مقدار وانادیوم ۵/۲۲ تا ۲۴۶۶/۹۷ پی‌پی‌ام (با میانگین ۷۷/ ۹۶۳ پی‌پی‌ام) است که این مقدار نزدیک به مقدار وانادیوم در کانسارهای آهن ماگمایی است. حضور وانادیوم و تیتانیوم در مگنتیت به شدت وابسته به گریزندگی اکسیژن است، در حالی که عناصری مانند کلسیم، نیکل، کبالت و منیزیوم ارتباطی با گریزندگی اکسیژن ندارند [۵۵]. مقادیر بالای Ti و V نشان می‌دهد که مگنتیت از یک سیال ماگمایی متبلور شده است [۱۹]. نبود این عناصر در مگنتیت‌های گرمابی با فعالیت کم این عناصر در سیال‌های برآمده از ماگما سازگار است، زیرا Ti و V به نسبت نامتحرک هستند و در سیستم‌های گرمابی اغلب غلظت‌های پایینی دارند [۵۶]. کانسارهای IOCG نیز براساس حضور مگنتیت‌های با مقدار کم Ti از کانسارهای ماگمایی اکسیدآهن- تیتانیوم تفکیک می‌شوند [۶]. مقدار کروم در مگنتیت‌های لکه‌سیاه ۴۰/۴۹ تا ۱۴۷۷ پی‌پی‌ام (با میانگین۳۲۱ پی‌پی‌ام) است. مقدار کم کروم در مگنتیت‌های کانسارهای IOA ممکن است نشان دهنده تحرک بالای Cr^{+6} در سیال‌های گرمابی دما بالا [۵۷] یا جزء به جزء شدگی اوژیت در ماگمای خاستگاه برای یک سیال گرمابی- ماگمایی باشد که مذاب را از کروم تهی می‌کند. مجموعه نتایج به دست آمده از نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که آهن احتمالاً برآمده از نفوذی‌های مافیک بوده و سپس به وسیله سیال‌های گرمابی با خاستگاه آذرین منتقل شده است. بر اساس نمودار Al+Mn نسبت به Ti+V (شکل ۱۳ الف) مگنتیت‌های کانسارهای آهن لکه‌سیاه نزدیک به گستره مربوط به کانسارهای نوع کایرونا هستند، در حالی‌که در نمودارهای ارائه شده بر پایه عناصر وانادیوم، نیکل و تیتانیوم، نمونه‌ها در گستره مربوط به کانسنگ آهن-آپاتیت رسم می‌شوند [۵۸] (شکل‌های ۱۳ ب، پ و ت). همچنین در نمودار Ti نسبت به V (شکل ۱۴) ترکیب نمونه‌ها هم‌پوشی بین گستره گرمابی دما بالا و گستره ماگمایی نشان می‌دهند که می‌تواند بیانگر حضور دو نوع سیال ماگمایی و گرمابی در تشکیل کانسارهای آهن لکه‌سیاه باشد [۳۳].



شکل ۱۳ جایگاه نمونه‌های مگنتیت لکه‌سیاه در نمودار الـف) Ti+V - Al+Mn [۱۹]، ب) Ti – V، پ) Ni/Ti - V/Ti. و ت) Ni - V [۵۸]. در همه نمودارها، نمونه‌های مورد بررسی در نزدیکی یا در گستره مربوط به کانسنگ‌های مگنتیت-آپاتیت (نوع کایرونا) قرار دارند.



شکل ۱۴ جایگاه نمونه‌های مگنتیت لکه‌سیاه در نمودار Ti - V [۳۳] (نشانه‌ها مشابه شکل ۱۳). نمونه‌های مگنتیـت لکـه‌سـیاه اغلـب در گـستره ماگمایی یا در گستره هم‌پوشی ماگمایی- گرمابی قرار دارند.

برداشت

کانسار آهن لکه‌سیاه بیشتر از مگنتیت اولیه به همراه مقادیری آپاتیت تشکیل شده است. بلورهای آپاتیت نیمه خودشکل تا خودشکل و به رنگ سبز و درشت بلور هستند، به طوری که این کانسار را می‌توان در گستره کانسارهای آهن- آپاتیت رده-بندی کرد. آپاتیت به همراه مگنتیت از سیال ماگمایی اولیه تشکیل شده است؛ سپس در اثر محلول‌های ثانویه دستخوش دگرنهادی و فرایندهای وابسته به آن چون انحلال و ته‌نشینی شده است. طی این فرآیند، پدیده منطقه‌بندی نامنظم در این کانی رخ داده است. افزون بر آن، سبب شده است تا جدایش در عناصر خاکی نادر و تعداد دیگری از عناصر نادر به وجود آید. در نتیجه، ترکیب شیمیایی نوارهای تیره و روشن در منطقه‌بندی این کانی متفاوت است. همچنین کانی‌های جدیدی مانند مونازیت و زنوتیم نیز در اثر این فرآیند شکل گرفته‌اند. مونازیت‌ها بیشتر در قسمت‌های تیره تشکیل شده‌اند. مونازیت کانی غنی از LREE بوده که نخست بیشتر در محل شکستگی‌های آپاتیت و درون آن تشکیل شده و سپس در اثر پدیده عمل آوری اُستوالد به درشت بلورهایی غنی از LREE تبدیل شده است. همچنین مونازیت خود در اثر محلول‌های ثانویه قرار گرفته و دارای منطقه‌بندی مشخص تیره و روشن در تصاویر BSE شده است. زنوتیم به مقدار کمتری و طی فرآیند مکمل سازنده بلورهای مونازیت تشکیل شده است در نتیجه این کانی غنی از HREE وY شده است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که مونازیت و زنوتیم تحت تاثیر فرآیند دگرنهادی بین مولکولی در مرحله ثانویه تشکیل شده‌اند. نمودارهای استفاده شده نشان دهنده غنی بودن آپاتیت از فلوئور است، همچنین این نمودارها سازگاری مونازیت و زنوتیم را با ترکیب عنصرسنجی این دوکانی نشان می‌دهد.

مراجع

[1] Barton M.D., *" Iron oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems",* Elsevier Inc, 13(2014) 515–541.

[2] De Melo G.H.C., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Moreto C.P.N., Santiago E. S. B., Dufrane S.A., Aires B., Santos A.F.F., *"Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology"*, Mineralium Deposita 52 (2017) 709–732.

[3] Westhues A., Hanchar J.M., LeMessurier M., Whitehouse M.J., 2017., *"Evidence for hydrothermal alteration and source regions for the Kiruna iron oxide-apatite ore (northern Sweden) from zircon Hf and O isotopes"*, Geology 45 (2017) 571–574.

[4] Childress T.M., Simon A.C., Day W.C., Lundstrom C.C., Bindeman I.N., *" Iron and oxygen isotope signatures of the Pea Ridge and Pilot Knob magnetite-apatite deposits, Southeast Missouri, USA"*, Economic Geology111(2016) 2033–2044.

[5] Naranjo J.A., Henríquez F., Nyström J. O., *"Subvolcanic contact metasomatism at El Laco Volcanic complex, Central Andes"*, Andean Geology 37 (2010) 110–120.

[6] Williams-Jones A.E., Heinrich C.A., *"Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits"*, Economic Geology 100 (2005) 1287–1312.

[7] Boyce J.W., Hervig R.L., *"Apatite as a Monitor of Late-Stage Magmatic Processes at Volcán Irazú, Costa Rica"*, Contrib, Mineralogy and Petrology, 157 (2009)135–145.

[8] Harlov D.E. ,Forster H.J., *"Fluid-induced nucleation of (YþREE)-phosphate minerals within fluorapatite. Nature and experiment. Part II. Fluorapatite"*, American Mineralogist 88 (2003) 1209–1229.

[9] Forster H., Jafarzadeh A., *"The Bafq mining district in Central Iran- a Highly Mineralized Infracambrian Volcanic Field"*, Economic geology 89 (1994) 1697-1721.

[10] Samani B., *" Metallogeny of the Precambrian in Iran "*, Precambrian Reserch 39 (1988) 85–106.

[11] Mokhtari M.A.A., *"Posht-e-Badam metallogenic block (central Iran): A suitable zone for REE mineralization"*, Central Europian Geology 58 (2015) 199–216.

[12] Alavi M., *"Tectonic map of the Middle East (scale 1:5,000,000)"*, Geological Survey of Iran (1991).

[13] Ramezani J., Tucker R.D., *"The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis andimplications for Gondwana*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.4.4]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.51]

[24] Hou T., Zhang Z., Kusky, T., *"Gushan magnetite-apatite deposit in the Ningwu basin, Lower Yangtze River Valley, SE China: Hydrothermal or Kiruna-type?"* Ore Geolology Review, 43 (2011), 333-346.

[25] Belousova, E., Griffin,W., O'Reilly., S.Y., Fisher N., *"Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: Trace-element compositions and their relationship to host rock type"*, Journal of Geochemical Exploration 76 (2002) 45–69.

[26] Schandl E.S., Gorton M.P., *"A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: Criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits"*, Economic Geology 99 (2004) 1027-1035.

[27] Rappaz M, Abraham MM, Ramey JO and Boatner LA., *"EPR spectroscopic characterization of Gd in the monazite-type REE orthophosphates: LaPO4, CePO4, PrPO4, NdPO4, SmPO4 and EuPO4"*, Physical Review Journals, 23 (1981) 1012-30.

[28] Spear S. F., Pyle J .M., *"Apatite, Monazite, and Xenotime in Metamorphic Rocks"*, Mineralogy and Geochemistry (2002) 1-63.

[29] Boynton W.V., *"Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P., Ed., Rare Earth Element Geochemistry"*, Elsevier, New York, (1984) 63-114.

[30] Tornos F., Velasco F., Hanchar J.M., Astrobiología C.D., Torrejón C.C., Ardoz T.D., *"Iron-rich melts, magmatic magnetite, and superheated hydrothermal systems: The El Laco deposit, Chile"*, Geology 44 (2016) 427–430.

[31] Naslund H.R., Dobbs F.M., Henriquz F.J., Nystrom J.O., *"Evidence for iron-oxide magmas at El Laco, Chile"*, Geological Society of America Abstracts with Programs 30 (1998) 91.

[32] Dare S.A.S., Barnes S., Beaudoin,G., *"Did the massive magnetite "lava flows" of El Laco (Chile) form by magmatic or hydrothermal processes? New constraints from magnetite composition by LA-ICP-MS"*, Mineralium Deposita, 50 (2015) 607–617.

[33] Knipping J.L., Bilenker L.D., Simon A.C., Reich,M., Barra F., Deditius A.P., Lundstrom C., Bindeman I., Munizaga R., *"Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic tectonics"*, American Journal of Sciences 303 (2003) 622–665.

[14] Masoodi M., Yassaghi A., Nogol-Sadat M.A.A., Neubauer F., Bernroider M., Friedl G., Genser J., Houshmandzadeh, A., *"Cimmerian evolution of the Central Iranian basement: evidence from metamorphic units of the Kashmar–Kerman Tectonic Zone"*, Tectonophysics 588 (2013) 189–208.

[15] Daliran F., *" Kiruna-type iron oxide-apatite ores and 'apatites' of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites. In: Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper Gold and Related Deposits: A Global Perspective"* 2. PGC Publishing, Adelaide, Australia, (2002) 303–320.

[16] *"Geological map of Ali Abad, 1:25000"*, Parskani Co, 2014 (in Persian).

[17] Jami M., *"Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate-iron deposit, Bafq area, central Iran"*,Unpublished PhD thesis, The university of New South Wales, Australia (2005).

[18] Mokhtari M.A.A., *"Posht-e-Badam metalogenic block (central Iran): A suitable zone for REE mineralization"*, Journal of central European geology 58 (2016) 199-216.

[19] Dupuis C., Beaudoin G., *"Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types"*, Mineral Deposita 46 (2011) 319–335.

[20] Nadoll P, Mauk J.L, Hayes T.S, Koenig A.E, Box S.E ., *"Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt supergroup, United States"*, Economic Geology 107 (2012) 1275–1292.

[21]Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95(2010): 185–187.

[22] Bell A. S., Simon A., *"Experimental evidence for the alteration of the $Fe3^{+}$/ Fe of silicate melt caused by the degassing of chlorine-bearing aqueous volatiles"*, Geology 39(2011) 499-502.

[23] Dilles J. H., Kent A. J., Wooden J. L., Tosdal R. M., Koleszar A., Lee R. G., Farmer L. P., *"Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore-forming arc magmas"*, Economic Geology 110 (2015) 241-251.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.4.4]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.51]

magnetite suspensions", Geology 43 (2015) 591–594.

[34] Foley N.K., Ayuso R.A., *"Rare earth element mobility in high-alumina altered metavolcanic deposits, South Carolina, USA"*, Journal of Geochemical Exploration 133 (2013) 50-67.

[35] Cole C.S., James R.H., Connelly D.P., Hathorne E.C., *" Rare earth elements as indicators of hydrothermal processes within the East Scotia subduction zone system"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 140 (2014) 20-38.

[36] Yao T., Li H. M., Li W. J., Li L. X., Zhao C., *"Origin of the disseminated magnetite pyroxenite in the Tieshanmiao-type iron deposits in the Wuyang region of Henan Province, China"*, Journal of Asian Earth Sciences 113 (2015) 1235-1252.

[37] Brueckner S.M., Piercey S.J., Pilote J. L., Layne G.D., Sylvester P.J., *"Mineralogy and mineral chemistry of the metamorphosed and precious metal-bearing Ming deposit, Canada"*, Ore Geology Reviews 72 (2016) 914-939.

[38] Webster J.D., Piccoli P.M., *"Magmatic apatite: a powerful, yet deceptive mineral"*, Elements 11(2015) 177–182.

[39] Harlov D.E., *"Apatite: A fingerprint for metasomatic processes"*, Elements 11(2015) 171–176.

[40] Hughes J.M, Rakovan J.F.*,"Structurally robust, chemically diverse: apatite and apatite supergroup minerals", Elements"*, 11 (2015) 165-170.

[41] Tropper P., Manning C.E., Harlov D.E., *"Experimental determination of CePO4 and YPO4 solubilities in H2O–NaF at 800°C and 1 GPa: implications for rare earth element transport in high-grade metamorphic fluids. Geofluids"*, 13 (2013) 372–380.

[42] Timofeev A., *"An experimental study of the solubility and speciation of tantalum in fluoride-bearing aqueous solutions at elevated temperature"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 197 (2017) 294–304.

[43] Putnis A., *"Mineral replacement reactions"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 70 (2009)87-124.

[44] Ruiz-Agudo E., Putnis C.V., Putnis A., *"Coupled dissolution and precipitation at mineral–fluid interfaces"*, Chemical Geology 383 (2014) 132–146.

[45] Ayers, J.C., Watson E.B.,*"Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zone geochemistry"*, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Physical and Engineering Sciences, 335(1991) 365–375.

[46] Putnis C.V., Ruiz-Agudo E., *"The mineral–water interface: where minerals react with the environment"*, Elements, 9 (2013) 177–182.

[47] Jonssen E., Harlov D. E., Majka J., Hogdahl K., person-Nilsson K., *"Fluorapatite-monazite-allanite relations in the Gr¨angesberg apatite-iron oxide ore district, Bergslagen, Sweden"*, American Mineralogist 101 (2016) 1769–1782.

[48] Nadoll P., Angerer T., Mauk J.L., French D., Walshe J., *"The chemistry of hydrothermal magnetite: a review"*, Ore Geology Review 61 (2014) 1–32.

[49] Dare S.A.S., Barnes S.J., Beaudoin G., Meric J., Boutroy E., Potvin-Doucet C., *" Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators"*, Mineralium Deposita 49 (2014) 785-796.

[50] Singoyi B., Danyushevsky L., Davidson G.J., Large R., Zaw K., 2006., *"Determination of trace elements in magnetites from hydrothermal deposits using the LA-ICP-MS technique"*, Abstracts of Oral and Poster Presentations from the SEG Conference Society of Economic Geologists (2006) 367–368.

[51] Meinert L.D., *"Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central mining district, New Mexico"*, Economic Geology 82 (1987) 523–545.

[52] Hu H., Lentz D., Li J.W., McCarron T., Zhao X.F., Hall D., *"Reequilibration processes in magnetite from iron skarn deposits"*, Economic Geology 110 (2015) 1–8.

[53] Van Baalen M.R., *"Titanium mobility in metamorphic systems: a review"*, Chemical Geology 110 (1993) 233–249.

[54] Rusk B., Oliver N., Brown A., Lilly R., Jungmann D., *"Barren magnetite breccias in the Cloncurry region, Australia: comparisons to IOCG deposits, In: Proceedings of the 10th Biennial Meeting of the the SGA "*, (2009) 656–658.

[55] Toplis, M.J., Corgne, A., *"An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium",* Contributions to Mineralogy and Petrology 144 (2002) 22–37.

[56] Ray G., webster I., *"Geology and chemistry of the low Ti magnetite-bearing Heff Cu-Au skarn and its associated plutonic rocks, Heffley Lake, south-central British Columbia"*, Exploration and Mining Geology 16 (2007) 159–186.

[57] James B.R., *"Chromium. In: Stewart, B.A., Howell, T.A. (Eds.), Encyclopedia of Water Science"*, Marcel Dekker Inc, (2003) 75–79.

[58] Loberg B.E.H., Horndahl A.K., *"Ferride geochemistry of Swedish Precambrian iron ores"*, Mineralium Deposita 18 (1983) 487–504.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.4.4]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.51]